Faciès de dépôt du Jurassique et du Crétacé du bassin de Tataouine (sud de la Tunisie)

Mohamed Ouaja, Serge Ferry, Georges Barale, Dorra Srarfi

▶ **To cite this version:**

Mohamed Ouaja, Serge Ferry, Georges Barale, Dorra Srarfi. Faciès de dépôt du Jurassique et du Crétacé du bassin de Tataouine (sud de la Tunisie). 2002. hal-02013155

HAL Id: hal-02013155
https://hal.science/hal-02013155v1

Submitted on 10 Feb 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Faciès de dépôt du Jurassique et du Crétacé du bassin de Tataouine

(Sud de la Tunisie)

Excursion organisée conjointement par
le Service Géologique deTunisie
et l'Association des Sédimentologistes Français

Mohamed Ouaja, Serge Ferry, Georges Barale & Dorra Srarfi

20-26 octobre 2002

Environnements de dépôt des plantes et vertébrés du
"Continental Intercalaire" revisé
Applicabilité des modèles de stratigraphie séquentielle
aux profils sédimentaires très plats de la marge nord-gondwanienne

Sommaire

	pages
Programme de l'excursion ……..	02
1. Buts de l'excursion (S. Ferry) ……...	05
2. Cadre général (M. Ouaja) …….	06
2.1. Situation géographique …….....	06
2.2. Cadre géologique …….	06
2.3. Historique des travaux …….	07
2.4. Lithostratigraphie …….	08
3. Introduction sédimentologique (M. Ouaja et S. Ferry) …….	21
3.1. Difficultés d'analyse des faciès ……...	21
3.2. Commentaires sur les séries et leur évolution latérale N-S …….	23
3.3. Révision de la notion de « Continental Intercalaire » …….	32
3.4. Caractères de séquences de dépôt ……	35
3.5. La relation fluviatile/tidal dans les séquences de dépôt ……..	40
3.6. Climats crétacés	41
4. Excursion ……...	42
4.1. Première journée ……..	42
4.2. Deuxième journée …….	50
4.3. Quatrième journée ……	60
4.5. Cinquième journée ……...	65
5. Conclusions ……..……...	72
Annexe paléobotanique (M. Ouaja et G. Barale) …….……	73
Annexe Vertébrés (D. Srarfi) …….	88
Bibliographie ……..	97
Liste des participants ……..	100

Programme de l'excursion

Dimanche 20 octobre : Transferts à Tataouine, Hôtel Mabrouk

Lundi 21 octobre :

Vue générale de la série dans deux coupes-types :
matin : coupe de Chahbania (Membres Beni Oussid et Khechem el Miit (Callovien) de la formation Foum Tataouine.
après-midi : coupe du Jebel Oum ed Diab (Formation Aïn Guettar, membres Chenini et Oum ed Diab (Albien)

Mardi 22 octobre :

matin : coupe du « Continental Intercalaire » *auct.* ou « Purbecko-Wealdien » dans sa localité-type (Jebel Merbah el Asfer) près de Tataouine.
après-midi : évolution de la série vers le Nord (môle du Tebaga de Mednine).

Mercredi 23 octobre : journée « tourisme »

matin : visite du souk de Tataouine, du Ksar Ouled Soltane.
après-midi : visite des villages perchés berbères (Guermassa, Chenini et Douiret).
Possibilité de faire une coupe du Crétacé supérieur (Vraconien à Turonien) au cours de la visite du village de Guermassa.
Le soir à Douiret, conférence sur les circuits caravaniers organisés par l'Association des Amis de la Mémoire de la Terre.

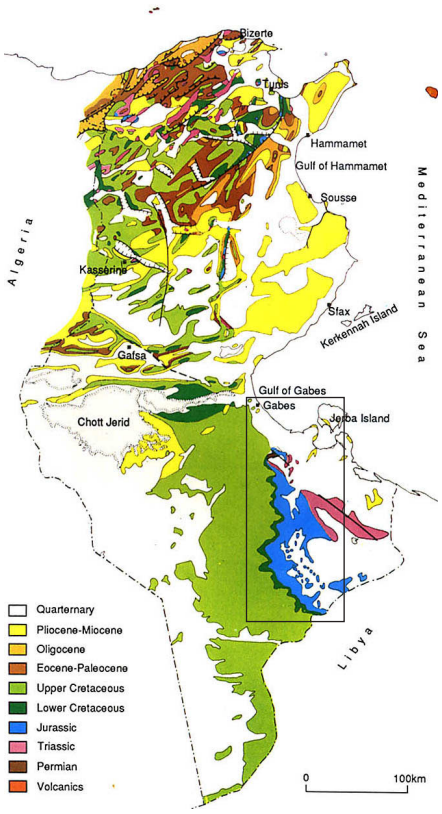
Jeudi 24 octobre :

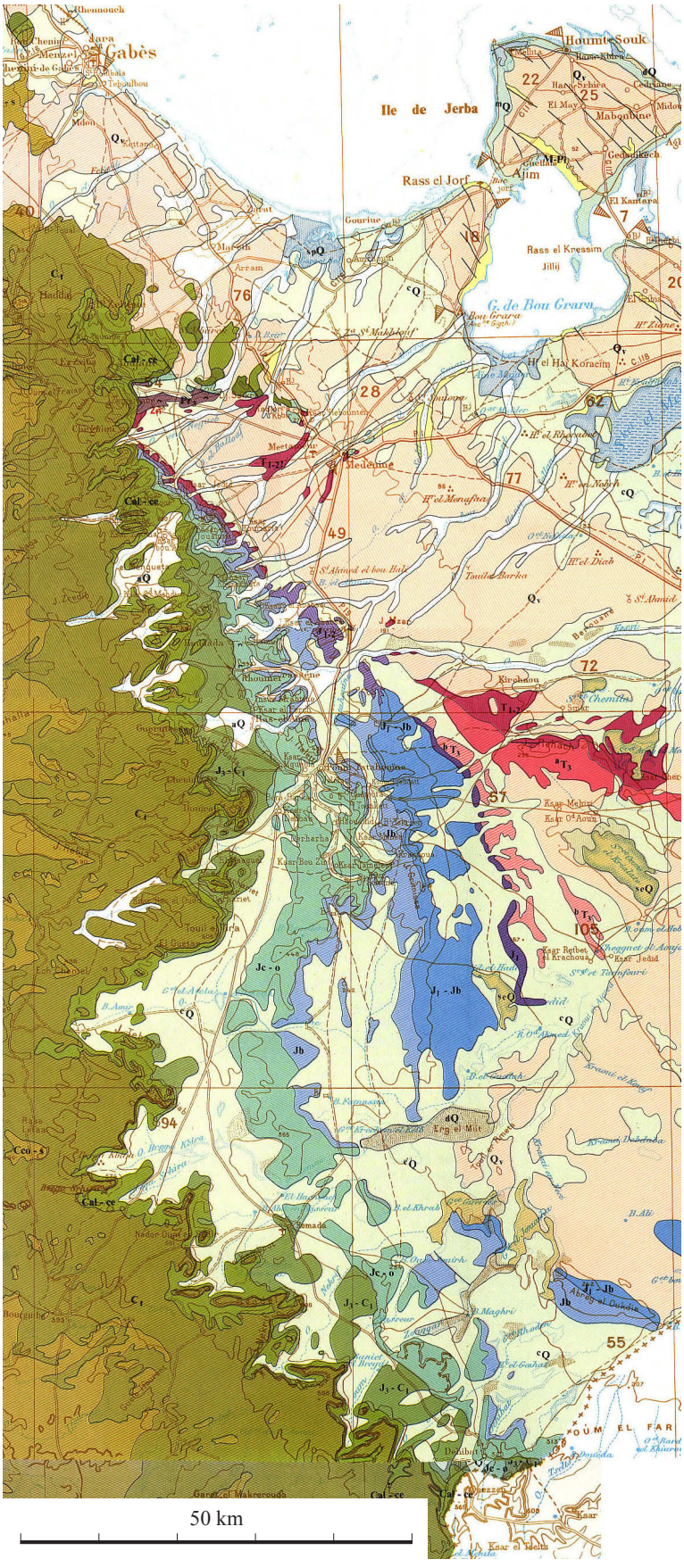
Régressions forcées dans les séries calloviennes du Sud.
matin : Gaaret Makmen
après-midi : Oum Souigh

Vendredi 25 octobre :

Evolution du « Continental Intercalaire » vers le Sud. Problème particulier des rapports entre faciès fluviatiles et faciès tidaux dans les séquences de dépôt.
matin : Oued Zefrat près de la frontière lybienne
après-midi : Jebel Segdel près de Remada.

Samedi 26 octobre **: Transferts aéroport de Jerba.**





Légende pour les terrains mésozoïques

Cco-s	Sénonien inférieur : *argiles et évaporites*
Ct	Turonien : *marnes, calcaires et dolomies*
Cal-ce	Vraconien-Cénomanien : *argiles, dolomies et évaporites*
Cap-al	Apto-Albien : marnes et calcaires à orbitolines
Cba-ap	Barrémien-Aptien (?) : argiles, sables et gypses
J3-C1	Jurassique terminal - Crétacé inférieur : argiles, grès et dolomies (ASFER)
Jc-o	Callovo-Oxfordien p.p. : calcaires et marnes (FOUM TATAOUINE)
Jb	Bathonien : calcaires, dolomies, marnes et grès (KRACHOUA et TECHOUT)
J1-Jb	Lias-Bathonien p.p. : gypses (MESTAOUA)
J1-2	Lias-Bathonien : dolomies "informes"
J1	Lias inférieur : calcaires (ZMILET HABER)
bT3	Trias supérieur : évaporites inférieures
aT3	Carnien : dolomies et calcaires (REHACH)
T1-2	Trias inférieur et moyen : grès rouges et dolomies
Pr3	Permien supérieur marin : marnes, calcaires et dolomies à Fusulines

Fig. 1 - Extrait de la carte géologique à 1/500 000 de la Tunisie (échelle modifiée)

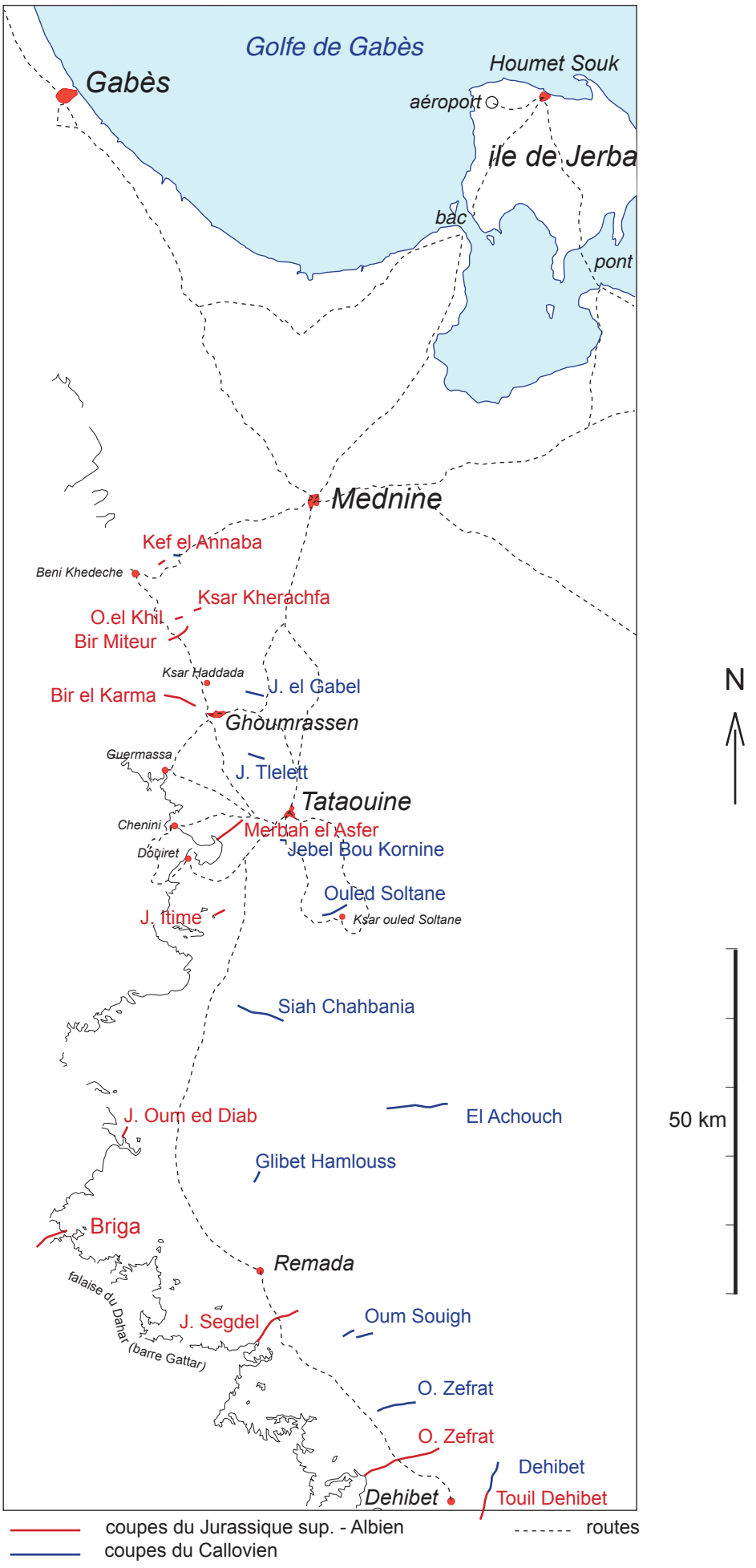


Fig. 2 - Situation des coupes étudiées.

1. But de l'excursion (S. Ferry)

Le Sud-Tunisien fait actuellement l'objet d'efforts de mise en valeur du patrimoine géologique, notamment des gisements de végétaux et de vertébrés de la région de Tataouine.

Dans ce cadre, des relations se sont nouées entre le Service Géologique de Tunisie (Office National des Mines) et diverses institutions académiques européennes, via divers projets de coopération impliquant des universités ou institut de recherche tunisiens.

Au plan sédimentologique, quatre missions d'une dizaine de jours ont été effectuées de l'automne 2000 au printemps 2002 pour préciser les environnements de dépôt des gisements fossilifères. Il est rapidement apparu que l'interprétation classique (faciès fluviatile) des chenaux sableux du « Continental Intercalaire » des auteurs devait être révisée, d'une part, et que, d'autre part, l'organisation séquentielle des séries avait besoin d'être toilettée. Les premiers résultats ont été présentés aux 8° Journées de Géologie Tunisienne (Ferry et al. 2001).

Les missions ont permis de lever des coupes sériées très détaillées, du Nord au Sud le long de l'escarpement du Dahar, sur plus de 150 km de distance, de part et d'autre de la ville de Tataouine, jusqu'à la frontière tuniso-libyenne. L'évolution latérale des séquences sur ce transect a permis de conforter les interprétations de faciès effectuées dans les diverses coupes.

Au final, la richesse des observations sédimentologiques a justifié que l'Association des Sédimentologistes Français s'implique dans ce projet et soit partenaire de l'excursion que nous proposons.

Le but premier de cette excursion est de présenter la révision sédimentologique et séquentielle des séries du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur du bassin de Tataouine, afin de définir avec plus de précision les paysages sédimentaires (c'est-à-dire les milieux de dépôt des gisements fossilifères). Les observations sédimentologiques donnent également quelques renseignements sur la nature des climats locaux pendant cette période, qui complètent des données apportées par les fossiles.

Mais les données glanées ne servent pas uniquement à préciser la nature des milieux de dépôt utile aux paléontologues et paléobotaniques. Elles ouvrent d'autres horizons au plan sédimentologique et au plan des concepts de stratigraphie séquentielle.

La marge nord-gondwanienne du craton africain est en effet une marge passive caractérisée par des profils de dépôt d'une platitude extrême. Elle est différente de ce fait des rampes plus courtes et plus pentées que l'on rencontre habituellement sur d'autres marges passives. L'amplitude des déplacements N-S de la ligne de rivage au cours d'un cycle R/T peut ainsi être, sur cette marge, de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres. Dans quelle mesure l'organisation spatio-temporelle des faciès au cours d'un cycle du niveau de base, telle qu'elle apparaît dans les modèles séquentiels, peut-elle s'appliquer à ce contexte particulier où les profondeurs de dépôt en maximum de transgression sont très faibles ? Telle est la question dont nous pourrons débattre au cours de l'excursion.

D'ores et déjà, l'idée d'un grand transect saharo-tunisien permettant de relier séquentiellement le « Continental Intercalaire » interne du Tinrhert aux séries marines de Tunisie centrale fait son chemin, via diverses coopérations en cours ou en projet.

2. Cadre général (M. Ouaja)

2.1. Situation géographique

La région étudiée correspond à la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne ; elle est limitée au Nord par la chaîne du Tebaga de Kébili (Chaîne Sud des Chotts), à l'Ouest par le Grand Erg Oriental, à l'Est par la plaine de la Jeffara et au Sud par la frontière tuniso-lybienne. Les affleurements du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur longent la grande falaise crétacée, limite orientale du plateau du Dahar et s'étendent sur environ 150 km, depuis le massif du Tebaga de Médenine jusqu'à la frontière tuniso - libyenne. Il couvre les feuilles à 1/100 000 de Matmata, Médenine, Ghomrassène, Kirchaou, Douiret, Foum Tataouine, Aïn Zareth, Bir Fatnassia, Bir Touila, Bir Oum Souigh et Dehibat (fig. 1).

2.2. Cadre géologique

Le Sud tunisien, par sa situation en bordure septentrionale de la plate-forme saharienne, est généralement considéré comme un domaine tectoniquement stable. Cependant, il présente des ensembles morpho - structuraux très variés (fig. 1) :

- La chaîne du Tebaga de Kébili :

Il s'agit d'un ensemble monoclinal de direction approximative Est-Ouest, penté de 30° à 40° vers le Sud. Il est formé par un alignement de crêtes crétacées, qui s'étendent sur environ 100 km depuis la région d'el Hamma de Gabès jusqu'à Kébili. Il constitue avec la chaîne Nord des Chotts une mégastructure anticlinale, dont le cœur évidé, occupé par les Chotts Jerid et Fejej, montre des terrains d'âge Crétacé inférieur (faciès wealdien). Cette mégastructure assure la transition entre l'avant-pays plissé de la chaîne atlasique et la plate-forme saharienne.

L'extrémité orientale de la chaîne du Tebaga de Kébili ou chaîne Sud des Chotts, est affectée par des failles subméridiennes. On note également une variation remarquable des puissances et des faciès marquant le passage, vers l'Est, à une ancienne zone haute ou « môle d'el Hamma », active depuis l'Aptien (Abdeljaouad, 1984).

- Le Dahar :

Le Dahar fait partie du domaine de la plate-forme saharienne ; il s'agit d'un vaste plateau qui correspond à un grand monoclinal plongeant vers l'Ouest d'environ 1°. Il est constitué par des terrains d'âge crétacé supérieur. A l'Ouest, ce plateau est limité par les Nefzaoua qui annoncent la zone saharienne proche du grand erg oriental. A l'Est, le plateau du Dahar est séparé de la côte par la plaine de la Jeffara. Les séries à l'affleurement sont d'âge mésozoïque (fig. 1) ; elles sont bien développées et constituent le bassin du Sud tunisien (Busson, 1967). Ces séries sont caractérisées par une succession de falaises coiffées par des corniches carbonatées et séparées par des plaines plus ou moins larges, formées par des terrains évaporitiques ou argilo - gréseux. Ces falaises sont alignées suivant une direction générale sud-méridienne, qui passe, vers la frontière libyenne à une direction Est - Ouest.

- Le Tebaga de Médenine :

Il s'agit d'une succession de petits chaînons orientés Est - Ouest, formant un monoclinal de 30° à 40° de pendage vers le Sud. Ses affleurements sont constitués par des terrains paléozoïques (Permien supérieur marin) et correspondent à une ancienne barrière paléogéographique en bordure septentrionale de la plate-forme saharienne depuis au moins le Trias supérieur jusqu'à l'Albien.

Vers l'Est, le seuil paléogéographique du Tebaga de Médenine est prolongé par les massifs de Jebel Tajera, formés de terrains jurassiques discordants sur le Trias inférieur.

- La Jeffara :

Il s'agit d' une vaste plaine qui sépare les cuestas mésozoïques du plateau du Dahar de la côte méditerranéenne. Elle correspond à une zone effondrée par des accidents verticaux de direction générale N.W.-S.E. : accident du Sud tunisien ou faille d'effondrement de la Jeffara. Cette plaine s'étend jusqu'au Golfe de Syrte en Tripolitaine (Burollet, 1976) et peut être subdivisée en deux domaines : la Jeffara interne à l'Ouest et la Jeffara maritime à l'Est. Les affleurements, d'âge miocène à quaternaire, sont essentiellement continentaux. Les terrains marins quaternaires sont cantonnés au domaine paralique (Jeffara maritime).

2.3. Historique des travaux sur le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur

Les premières données stratigraphiques concernant le Crétacé de la falaise du Dahar sont dues à Aubert (1892), qui fut le premier à avoir signalé une faune cénomanienne. Il a donc été amené à attribuer au Cénomanien toute la série qui s'intercale entre les dépôts jurassiques et sénoniens. Pervinquière (1906-1912) et Joly (1909) ont confirmé cette attribution en y apportant, toutefois, quelques précisions : ils voyaient dans la série détritique grossière, à ossements et bois fossiles, immédiatement sous-jacente au Cénomanien marin l'équivalent possible des grès albiens du Sahara.

Après une assez longue période, durant laquelle aucune recherche n'est signalée dans la région, les levers géologiques du Sud de la Tunisie, entrepris au 1/200 000, vont permettre de nouveaux progrès. Solignac et Berkaloff (1933) rattachent au Néocomien les niveaux détritiques superposés aux calcaires jurassiques et à l'Albien, la partie sommitale immédiatement subordonnée au Cénomanien marin.

Robaux et Choubert (1942) sont les premiers à saisir l'importance du niveau conglomératique référé à l'Albien et situé à la partie supérieure de cette série. Ils considèrent qu'il constitue une limite séparant les sables et argiles du Néocomien-Wealdien des grès grossiers albiens.

Les restes de vertébrés rencontrés dans ces niveaux, principalement des dinosauriens théropodes et sauropodes, associés à des crocodiliens, des chéloniens et des poissons, ont fait l'objet d'une étude approfondie par de Lapparent (1951-1960).

Mathieu (1949) avait, pour la première fois, reconnu, à la base des couches carbonatées, jusqu'alors attribuées au Cénomanien, un fossile marquant le Vraconien.

Cette époque marque aussi le début des travaux d'exploration pour la recherche du pétrole. De nombreuses coupes détaillées sont levées tout au long du Dahar, dont font état des rapports internes de la S.E.R.E.P.T. Les attributions stratigraphiques antérieures ne sont pas modifiées. On signalera toutefois la découverte d'Aptien marin sur le flanc nord du Tebaga de Médenine. La découverte d'orbitolines dans les premiers mètres des couches carbonatées, discordantes sur le Permien, a permis à Busson (1960) d'attribuer à l'Albien ces couches considérées jusqu'alors

comme cénomaniennes. Par la suite, l'étude des foraminifères a montré qu'il s'agissait d'Aptien (Busson et al., 1966).

A l'occasion du colloque sur le Crétacé inférieur à Lyon en 1963, Burollet et Manderscheid (1965) ont présenté une coupe, levée dans le secteur de Ghomrassène, où ils distinguent, au-dessus de la série détritique wealdienne, des argiles jaunâtres attribuées à l'Aptien, puis des calcaires dolomitiques gréseux rattachés à l'Albien et supportant les carbonates du Cénomanien.

Avec le travail de Barnaba (1965), apparaissent les subdivisions lithostratigraphiques. Les faciès wealdiens deviennent la « formation Asfer », qui dans le Sud peut atteindre le Cénomanien. Au-dessus, repose la « formation Zebbag », attribuée au Cénomanien - Turonien.

Dans son ouvrage fondamental sur le Mésozoïque saharien, Busson (1967) s'attarde longuement sur cette série continentale qu'il qualifie de « purbecko - wealdienne » et décrit, avec une finesse remarquable, dans plusieurs coupes en notant les variations latérales le long de la falaise du Dahar. Du point de vue stratigraphique, la limite inférieure est située au toit des calcaires marins du Jurassique, considérés comme oxfordiens ; la limite supérieure se situe au toit d'un niveau constant d'argiles vertes, facilement remarquable dans la morphologie. Non datées de manière précise, ces argiles sont coiffées par les grès conglomératiques du Barrémo - Aptien. Localement, elles sont directement surmontées par les dolomies quartzeuses, considérées comme la base de l'Apto - Cénomanien.

La récolte par Tlig (1978) des restes de Vertébrés, déterminés par Taquet, lui a permis de proposer un âge albien pour les grès grossiers qui affleurent à Bir Miteur. M'Rabet (1981) a précisé la stratigraphie et les conditions de sédimentation du Crétacé inférieur de la chaîne Sud des Chotts et du bassin de Gafsa dont il a tracé les grands traits paléogéographiques.

A partir de 1981, les recherches reçoivent une nouvelle impulsion par la mise en route du « projet de cartographie géologique et inventaire des substances utiles du Sud tunisien ». Les connaissances s'enrichissent progressivement : découverte de l'Albien à *Knemiceras* au nord du Tebaga de Médenine (Ben Youssef et al., 1985), précisions micropaléontologiques sur le Crétacé inférieur (Peybernès et al., 1984 ; Ben Youssef et al., 1985 ; Ben Youssef et Peybernès, 1986), présence d'une barre carbonatée marine d'âge kimméridgien dans la formation Asfer (Peybernès et al., 1985 ; Kamoun, 1988 ; Kamoun et al., 1988), subdivision de la formation Foum Tataouine en cinq membres : le membre Beni Oussid I d'âge Bathonien moyen-supérieur, le membre Beni Oussid II d'âge Callovien inférieur, le membre Khechem el Miit d'âge Callovien moyen-supérieur, le membre Ghomrassène d'âge Callovien terminal à Oxfordien et le membre Ksar Haddada d'âge Oxfordien (Peybernès et al., 1985), attribution au Callovien supérieur des membres Ghomrassène et Ksar Haddada de la formation Foum Tataouine (Ben Ismaïl et al., 1989).

Bouaziz et al. (1989), subdivisent la formation Merbah el Asfer en quatre membres : le membre A lagunaire, le membre B marin (Kimméridgien), le membre C à dominante détritique et le membre D ou des argiles lagunaires de Douiret (Aptien inférieur).

Par la suite, Ben Ismaïl (1991), sur la base d'une riche association de pollens, de spores et de dinoflagellés, découverte en sondages, subdivise l'intervalle Jurassique terminal - Crétacé inférieur en deux ensembles distincts : un ensemble inférieur d'âge néocomien – aptien inférieur et un ensemble supérieur (depuis la base des grès grossiers jusqu'à la barre dolomitique repère : formation Aïn el Guettar) d'âge aptien supérieur – albien inférieur.

Peybernès et al. (1992), en appliquant les concepts de la stratigraphie séquentielle aux affleurements du Jurassique supérieur de la falaise du Dahar, ont été amenés à attribuer les membres Ghomrassène et Ksar Haddada à l'Oxfordien et la base de la formation Merbah el Asfer à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien basal.

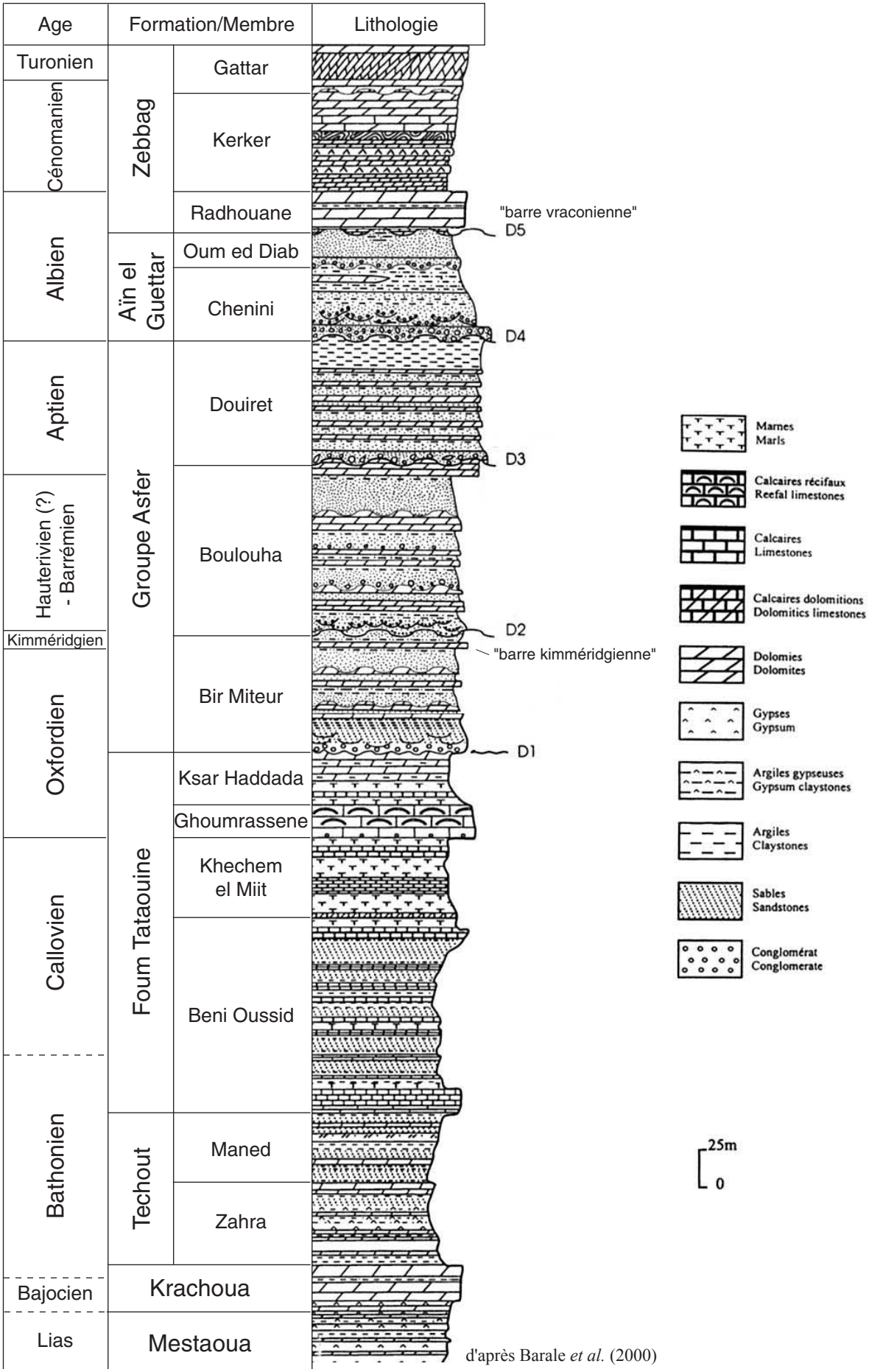


Fig. 3 - Lithostratigraphie du Jurassique moyen - Crétacé dans le Sud-Est de la Tunisie.

2.4. Lithostratigraphie

Plusieurs nomenclatures figurent dans la littérature concernant les attributions litho-stratigraphiques de la série mésozoïque, affleurant dans le Sud de la Tunisie. A défaut de définitions précises et en raison de limites mal définies, certaines formations se chevauchent ; d'autres, supposées équivalentes, ne coïncident pas.

Pour atteindre les objectifs de notre étude et pouvoir suivre en détail l'évolution verticale et latérale de la série étudiée, nous avons modifié la définition de certaines unités lithostratigraphiques et apporté des précisions à leurs limites. Pour cela, nous proposons une nouvelle charte lithostratigraphique pour la série du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur (fig. 3) dans notre domaine d'étude. Pour ne pas encombrer une littérature déjà lourde, nous reprenons la nomenclature existante tout en essayant de respecter, au moins en partie sa signification. Les nouvelles définitions des formations nous amènent à proposer de nouvelles coupes types (ou parastratotypes).

2.4.1. La formation Foum Tataouine (135 m) :

Les calcaires et marnes de Foum Tataouine doivent leur nom à la ville de Tataouine, chef lieu de l'extrême sud-est de la Tunisie. Cette formation a été appelée « série callovienne et oxfordienne » ou encore « calcaires et marnes de Foum Tataouine » par Busson (1967).

La base de cette formation est bien marquée par une grande barre carbonatée, le plus souvent dolomitique, qui couronne les argiles et grès de la formation Techout sous-jacente ; elle est facilement repérable grâce au contraste morphologique qu'elle présente dans le paysage. Par contre, la limite supérieure est moins bien définie puisqu'elle se place au niveau du passage des derniers bancs calcaires marins fossilifères aux dolomies cristallines et grès de la série purbecko-wealdienne (Busson, 1967).

La formation des calcaires et marnes de Foum Tataouine, puissante d'environ 135 m, correspond à une alternance de couches marneuses et de bancs calcaires fossilifères avec de rares intercalations sableuses. Couronnée par une grande dalle de calcaire massif, cette formation affleure le long d'une falaise que l'on peut suivre depuis le Sud du massif du Tebaga de Médenine jusqu'à la frontière tripolitaine. Elle est particulièrement bien exposée au niveau du « massif d'Abiodh » qui correspond au tronçon de la falaise jurassique compris entre Ghomrassène et Aïn Dekouk.

Reprise par Mello (in Peybernès et al., 1985) et Bouaziz et Mello (1987), cette formation a été subdivisée, sur la base de coupures lithologiques, en cinq membres distincts : Beni Oussid I et II, Khechem el Miit, Ghomrassène et Ksar Haddada.

Membre Beni Oussid I (25 m)

Il est marqué à la base par la première importante barre carbonatée qui surmonte les argiles et les grès de la formation Techout. Cette barre supporte une série essentiellement argileuse au sein de laquelle s'intercalent des calcaires bioclastiques en petits bancs grumeleux ou en plaquettes, parfois lumachelliques, à trigonies, ostreidés et échinodermes. Vers le sommet, une barre de dolomie cristalline, intensément bioturbée, forme un grand replat.

Membre Beni Oussid II (30 m)

Ce membre débute par une épaisse couche de sables fins à stipes de fougères roulées et d'argiles gypseuses, surmontés par des calcaires grumeleux fossilifères, à minces intercalations d'argiles sableuses. L'ensemble est couronné par une barre de calcaire bio-construit, de 2 à 3 m d'épaisseur, formant un grand replat et montrant sur une large étendue des patch reefs à polypiers.

Membre Khechem el Miit (40 m)

Ce membre débute par un niveau de calcaires blancs grumeleux fossilifères à lamellibranches, gastéropodes, céphalopodes, brachiopodes et échinides. Ce niveau baptisé « niveau Kedima » (Bouaziz et Mello, 1987) garde une parfaite continuité au-dessus de la barre calcaire repère du membre sous-jacent. Au-dessus viennent des calcaires lenticulaires, organodétritiques, à stratifications obliques et à base ravinante. Ces calcaires sont surmontés par des marnes jaunâtres fossilifères, riches en brachiopodes et échinodermes, coiffés par un deuxième niveau de calcaires grumeleux fossilifères, riche en lamellibranches, gastéropodes, céphalopodes, brachiopodes, échinodermes, bryozoaires, éponges et coraux. Ce niveau appelé « niveau Sedra » (Bouaziz et Mello, 1987) forme un repère continu dans la partie médiane du membre Khechem el Miit. Ce membre se termine par des marnes jaunes fossilifères à brachiopodes et échinides. Ces marnes montrent à leur sommet des passées sableuses à restes de plantes et de Vertébrés.

Membre Ghomrassène (20 m)

Il s'agit d'une barre de calcaire massif, coiffant la falaise jurassique ; elle constitue un repère cartographique pouvant être suivi sur environ 200 km, depuis la latitude de Beni Kheddache, au Sud du Tebaga de Médenine, jusqu'à Dehibat, sur la frontière tuniso - libyenne ; elle est particulièrement bien exposée dans la région de Ghomrassène d'où son nom.

La barre de Ghomrassène est marquée, à sa base, par un niveau oolithique (grainstone) intensément bioturbé, riche en oursins irréguliers (*Echinopygurus meslei*) et lamellibranches. Au-dessus, les calcaires deviennent de plus en plus fins (packstone à mudstone) et les bioclastes de moins en moins nombreux avec apparition de faciès à tendance bio-construite aboutissant à de véritables biohermes à éponges et coraux.

Membre Ksar Haddada (20 m)

Au-dessus de la barre de Ghomrassène, apparaît une série essentiellement argilo-carbonatée, constituée par une succession d'argiles vertes et de calcaires fossilifères, parfois lumachelliques riches en oursins et nautiles. Des intercalations de dolomies gréseuses apparaissent vers son sommet. Cette série est bien exposée dans la région de Ksar Haddada où elle a été définie. Ailleurs, elle est largement érodée et masquée par les terrains quaternaires qui forment la plaine du Ferch.

Attributions stratigraphiques

Le Mesle (1891, 1899), attribue au Kimméridgien l'épaisse série de calcaires, de grès et de marnes qui forment le massif du Tlalett où était installé le poste optique. Cet âge kimméridgien fût confirmé par Gauthier (1896), grâce à l'identification dans la collection de Le Mesle, de

Monodiadema cotteaui. En effet, cette espèce a été décrite par de Loriol (1890-1891) dans le Jurassique supérieur (Lusitanien) de la Sierra d'Arrabida, au Portugal (in Ben Ismaïl et al., 1989).

Douvillé et Jourdy (1905) et Pervinquière (1905) firent remarquer que les faunes comportaient à côté d'espèces kimméridgiennes, des formes connues du seul Jurassique moyen.

Douvillé (1908) et Jourdy (1908) reconnaissent dans les séries considérées originellement comme kimméridgiennes, tous les étages allant du Bathonien au « Ptérocérien ».

Thomas (1909), en se basant sur les travaux de Douvillé, admet la présence probable de tous les niveaux, depuis le Bathonien supérieur jusqu'au « Ptérocérien », sans toutefois pouvoir les caractériser sur le terrain en l'absence de coupes détaillées.

Solignac (1931) reconnaît le Callovien grâce à la présence de « *Pachyceras* cf. *coronatum* » dans les alternances de dolomies, de grès et de marnes. La corniche calcaire surmontant cet ensemble demeure attribuée au Kimméridgien.

Busson (1967) établit la première analyse stratigraphique détaillée de la série. Il définit la formation des calcaires et marnes de Foum Tatahouine qu'il attribue au Callovien et à l'Oxfordien.

Peybernès et al. (1985) publient une étude stratigraphique détaillée des cinq membres de la formation Foum Tataouine (fig. 3). Ils assignent un âge :

- bathonien moyen-supérieur au membre Beni Oussid I, daté par les foraminifères benthiques *Alzonella cuvillieri* et *Spiraloconulus perconigi* et par l'algue dasycladacée *Sarfatiella dubari* ;
- callovien inférieur au membre Beni Oussid II, daté par le brachiopode *Septirhynchia numidiensis* ;
- callovien moyen-supérieur au membre Khechem el Miit, daté par les ammonites *Erymnoceras* et *Pachyerymnoceras* cf. *philby* et par les brachiopodes *Daghanirhynchia daghaniensis* et *Bihenithyris barringtoni* ;
- callovien terminal à oxfordien inférieur au membre Ghomrassène, daté par les foraminifères benthiques *Kurnubia palestiniensis, Conicokurnubia* sp. et *Trocholina gigantea* ;
- oxfordien au membre Ksar Haddada, daté par le brachiopode *Somalirhynchia* gr. *africana*.

Ben Ismaïl et al. (1989) et Ben Ismaïl (1991), sur la base d'une importante récolte de macro et de microfossiles dans le Sud de la Tunisie apportent des précisions sur l'âge de la formation Foum Tataouine ; ils envisagent de l'attribuer entièrement au Callovien, à l'exception du Membre basal Beni Oussid I daté du Bathonien moyen -supérieur. Dans le détail, les membres Beni Oussid II et Khechem el Miit sont datés du Callovien moyen sommital ou Callovien supérieur basal et les membres Ghomrassène et Ksar Haddada sont datés du Callovien supérieur.

Kamoun et al. (1992), en appliquant les concepts de la stratigraphie séquentielle, établissent des corrélations avec la charte globale de Vail et al. (1987) et proposent un découpage en séquences de dépôt du Dogger et de la base du Malm de l'extrême Sud de la Tunisie, en se basant sur les attributions stratigraphiques de Peybernès et al. (1985).

Ages	Membres	Ammonites	Nautiles	Brachiopodes	Echinides	Ostracodes
Callovien supérieur	**Ksar Haddada**		*Paracenoceras marocense*	*Bihenithyris weiri* *Kutchirhynchia indica* *Sphaeroidothyris* sp.	*Monodiadema cotteaui* et autres espèces	*Progonocythere* sp.1 *P.* aff. *accessa* *Praeschuleridea* aff. *quadrata* *Eoschuleridea* aff. *trigonalis* *Paranotacythere* sp.1 *Virgulacytheridea*? sp.1 *Lophocythere* gr. *bradiana* *Metacypris* sp.1
	Ghomrassène		*Paracenoceras* n.sp. aff. *marocense*		*Echinopygurus meslei*	
Callovien moyen-supérieur p.p.	**Khechem el Miit**	*Pachyerymno-ceras* sp. *Parapeltoceras* cf. *trifidum*	*Paracenoceras marocense* *Paracenoceras calloviense* aff. *blakei*	*Daghanirhynchia* sp. (= *R. tazerdunetensis, djeffarae*) *Terebratula bussoni* *Somalirhynchia* sp. *Daghanirhynchia daghaniensis* *Bihenithyris barringtoni* *Kutchirhynchia indica* *Bihenithyris weiri*	*Monodiadema cotteaui* *Monodiadema* n.sp.1	*Progonocythere* sp.1 *P.* aff. *accessa* *Micropneumatocythere* sp.1 *Praeschuleridea* aff. *quadrata* *Eoschuleridea* aff. *trigonalis* *Paranotacythere* sp.1
	Beni Oussid II			*Septirhynchia* numidiensis	*Rhabdocidaris durandi*	*Darwinulina* sp. *Metacypris* sp.1 *Progonocythere* sp.1
Bathonien moy.-sup.	**Beni Oussid I**				*Bothryopneustes orientalis* *Monodiadema* n.sp.1	

Tab. 1 - Biostratigraphie de la formation Tataouine d'après les faunes d'ammonites, de nautiles, de brachiopodes, d'échinides et d'ostracodes (modifiée d'après Ben Ismaïl et al.,1989)

Dans le présent travail nous adopterons ces dernières attributions qui concordent avec le nouveau découpage séquentiel que nous proposons plus haut.

Toutefois, pour pouvoir suivre l'évolution verticale et latérale de la formation Foum Tataouine, nous avons été amenés à préciser sa limite supérieure, définie par Busson (1967) au niveau du passage des calcaires fossilifères aux dolomies cristallines, difficilement repérable sur le terrain. Pour cela, nous plaçons cette limite à la base de la première importante décharge détritique dans le bassin marin carbonaté du Jurassique supérieur (fig. 5).

En plus du contraste lithologique entre les carbonates et les grès, cette limite est marquée, à la base, par une discordance régionale, soulignée par un niveau conglomératique de grès indurés de couleur brune, facilement repérable dans la morphologie. Cette limite se situe à une quinzaine de mètres au-dessus de la limite de Busson (1967). Les 15 mètres de dolomies cristallines seront donc rangés dans le membre Ksar Haddada. Ils correspondent, avec les calcaires fossilifères sous-jacents, à des dépôts de plate-forme interne, dans un bassin évoluant vers la fermeture. Par contre, les grès sus-jacents à base érosive, représentent l'arrivée d'importantes décharges détritiques, indiquant la mise en place d'un milieu de dépôt deltaïque, dû à un changement radical dans la configuration du bassin.

La modification de la limite supérieure de la formation Foum Tataouine élève donc son épaisseur de 135 mètres (Busson, 1967) à 150 mètres.

2.4.2. Groupe Asfer :

C'est Robaux et Choubert (1941) qui sont les premiers à avoir donné une description détaillée de la série à dominante gréseuse, superposée aux calcaires jurassiques et immédiatement subordonnée aux calcaires cénomaniens marins.

C'est Barnaba (1965) qui fût le premier à avoir attribué à la formation Asfer l'ensemble des terrains compris entre les carbonates du Jurassique, à la base et les carbonates de la formation Gafsa, au sommet. Ces terrains constituent un complexe monotone de sables, de grès, d'argiles, de gypses, de marnes et de dolomies, de milieu laguno-continental. Se basant sur les analogies lithologiques et sédimentologiques qui existent entre les dépôts du Sud de la Tunisie et les terrains du Weald, du Boulonnais et du bassin de Paris, il considère la formation Asfer comme un complexe de type wealdien, qui correspond à des faciès à dominante continentale couvrant l'intervalle Valanginien-Barrémien. Cette formation affleure au cœur de la mégastructure anticlinale des chotts et le long de la grande falaise crétacée bordant le plateau du Dahar.

Busson (1967), tenant compte du passage progressif des calcaires fossilifères oxfordiens aux dolomies puis aux grès et argiles de la formation Asfer et soucieux de l'existence de terrains d'âge jurassique (Kimméridgien) à la base de cette formation, la qualifie de purbecko-wealdienne. « Le nom de purbecko-wealdien est assez pratique car, sans prétendre à trop de précision, il évoque à la fois un certain style de faciès et une position stratigraphique approximative ; il évite ainsi de longues périphrases. » (Rat, 1963 in Busson, 1967).

La limite inférieure de la formation Asfer correspond au toit des derniers bancs de calcaires marins fossilifères d'âge oxfordien qui, en continuité de sédimentation, passent à des dolomies cristallines. Sa limite supérieure se place au toit d'une couche d'argiles vertes très constante, que l'on peut suivre depuis le jebel Haddada jusqu'au-delà de Nalout, en Tripolitaine (Busson, 1967). Ces argiles sont couronnées par un niveau conglomératique, à la base des grès grossiers de la formation sus-jacente.

Dans sa monographie sur l'extrême Sud tunisien, Busson (1967) décrit en détail la coupe type de cette formation qui se situe au jebel Merbah el Asfer (fig. 2). Elle s'étend sur environ six kilomètres, depuis la surface de la barre calcaire oxfordienne, au niveau de la gorge de Jebel Récifa, jusqu'à la base de la corniche carbonatée cénomanienne du jebel Boulouha.

La formation Asfer, puissante d'environ 220 m, correspond à une série mixte avec des carbonates, notamment des dolomies, des argiles, des sables fins et du gypse. Le gypse est fréquent mais diffus et jamais en bancs massifs.

Bouaziz (1986) et Kamoun (1989) subdivisent la formation Asfer en deux termes et proposent de nouvelles limites stratigraphiques :

- un terme inférieur, limité à la base par le toit du dernier niveau oxfordien à faune marine (membre Haddada) et au sommet par la barre kimméridgienne, repérée au col de Bir Miteur. Entre ces deux limites alternent des marnes jaunes ou vertes, des dolomies en bancs décimétriques et des sables fins à stratifications obliques et bois flottés ;
- un terme supérieur qui débute par une combe d'argiles rouges, lie-de-vin ; il présente à peu près la même succession lithologique que celle du membre inférieur (grès à stratifications obliques et bois fossiles, argiles, marnes et dolomies en minces bancs). La limite supérieure se situe à la base des grès de Chénini sus-jacents.

Bouaziz et al. (1989) subdivisent la formation Asfer en quatre membres exprimant des environnements différents :

- à la base (membre A), alternance d'argiles vertes gypseuses, de lits silteux, parfois sableux et de bancs dolomitiques ; le faciès est lagunaire à oligohalin avec des charophytes et de rares foraminifères ;
- au-dessus (membre B), série carbonatée avec *Alveosepta jaccardi, Salpingoporella annulata* et *Trinocladus perplexus*, attribuée au Kimméridgien, marquant un timide et bref retour au régime marin ;
- les assises sus-jacentes (membre C) présentent un caractère nettement détritique. Il s'agit d'argiles sableuses ou de sables fins admettant des intercalations dolomitiques avec des niveaux à bois fossiles et débris de vertébrés ;
- vers le sommet (membre D), des argiles vertes à minces intercalations dolomitiques, désignées sous le nom d'argiles de Douiret, forment une couche constante depuis le Nord de Chénini jusqu'à la frontière tuniso-lybienne. Elles expriment un milieu généralement confiné, peu favorable à la vie, où de rares microfaunes marquent des influences sporadiques de la mer.

Nouvelles propositions pour le groupe Asfer

Dans le présent travail, en raison de l'importance de l'intervalle de temps que couvre cette formation (Oxfordien supérieur - Aptien) et à la suite de la mise en évidence d'importantes discontinuités, qui ont pu être repérées et suivies sur plus de cent kilomètres, nous élevons la formation Asfer au rang de groupe. Nous supposons également l'existence d'une importante lacune stratigraphique au passage Jurassique - Crétacé. Le groupe Asfer peut être subdivisé en trois formations distinctes, de bas en haut : la formation Bir Miteur, la formation Boulouha et la formation Douiret.

a - Formation Bir Miteur (70 m)

Le terme de Bir Miteur a été utilisé pour la première fois par Burollet et Dumestre (1952 in Chandoul et al., 1993) pour désigner une unité lithologique, sans limites précises, au sein de la formation Asfer. La formation Bir Miteur que nous définissons dans ce travail correspond approximativement au terme inférieur de la formation Asfer, proposé par Bouaziz (1986) et Kamoun (1989).

Il s'agit d'une série mixte de sables fins, d'argiles sableuses et de dolomies cristallines ocres, jaunes ou brunes en bancs décimétriques ou métriques. Les niveaux sableux sont riches en troncs de conifères et en stipes de fougères hématisés, plus rarement silicifiés. Des empreintes de plantes ont été rencontrées dans les niveaux argileux de base. Certains niveaux dolomitiques sont riches en moules de lamellibranches et de gastéropodes. Une lumachelle à *Astarte* est signalée à la base de cette formation. Au col de Bir Miteur, une dalle de dolomie cristalline massive brune, intensément bioturbée, couronne cette formation et forme un replat de grande extension. Cette dalle repère (le « gros banc brun » de Busson, 1967) renferme des madréporaires, des stromatolithes et, surtout, une association micropaléontologiques du Kimméridgien inférieur : *Alveosepta jaccardi*, *Trinocladus perplexus* et *Salpingoporella annulata* (Peybernès et al., 1985 ; Kamoun et al., 1992).

La localité type de cette formation se situe au col de Bir Miteur (fig. 2), à 30 kilomètres au N.W. de la ville de Tataouine. Elle est bien desservie par la route reliant Tataouine à Beni Kheddache. Sa limite inférieure correspond donc à la base de la formation Asfer définie plus haut. Elle est matérialisée par des grès fins brun-noirs, à base conglomératique, facilement repérable dans la morphologie. La limite supérieure se situe à quelques mètres (2 à 5 m) au-dessus de la dalle dolomitique kimméridgienne. Elle est représentée par une discordance majeure, matérialisée par des grès fins lenticulaires parfois conglomératiques et des argiles sableuses rouges qui sont relativement rares dans la série et qui facilitent donc le repérage de cette limite.

Attribution stratigraphique :

Grâce à la découverte, dans le col de Bir Miteur, par Khessibi (inédit in Peybernès et al., 1985) de la dalle marine à madréporaires, stromatolithes, *Alveosepta jaccardi*, *Trinocladus perplexus* et *Salpingoporella annulata*, Peybernès et al. (1985), Kamoun (1988), Kamoun et al. (1988) et Kamoun et al. (1992) lui attribuent un âge kimméridgien inférieur. Bouaziz (1986), confirme cet âge grâce à la récolte de l'oursin *Typocidaris marginata*.

La formation Bir Miteur, comprise entre les derniers bancs de calcaires marins fossilifères de l'Oxfordien supérieur et la dalle dolomitique marine du Kimméridgien inférieur, couvre probablement l'intervalle de temps Oxfordien supérieur p.p.-Kimméridgien inférieur p.p.

Kamoun (1989) limite le sommet de la série jurassique du Sud de la Tunisie au Kimméridgien inférieur et rattache au faciès « wealdien » le reste du groupe Asfer.

b - Formation Boulouha (80 m)

Nous désignons par formation Boulouha la moitié inférieure du « terme supérieur », proposé par Bouaziz (1986) et Kamoun (1988) pour la formation Asfer. Il s'agit d'une succession de quatre ensembles formés chacun par une épaisse couche de sables fins blancs et d' argiles sableuses vertes, coiffée par une barre dolomitique jaune. La superposition de ces ensembles forme des plateaux disposés en gradins, dans les collines de jebel Merbah el Asfer, au pied de la grande falaise crétacée de jebel Boulouha. La base de cette formation est bien marquée par le niveau repère d'argiles

rouges, lie-de-vin. Les sables montrent souvent à leur base des lentilles de grès à ciment siliceux ou gypseux. Ces lentilles sont parfois conglomératiques, à ossements et fragments de végétaux ; les tronc de bois calcifiés ou silicifiés abondent. Certains niveaux argileux sont riches en empreintes de plantes (conifères et ptéridophytes). Les barres carbonatées, formées de bancs décimétriques à hémimétriques de dolomies fines, souvent crayeuses, montrent, à leur base, une intense bioturbation et des moules de gastéropodes et de lamellibranches. Au jebel Merbah el Asfer, la barre dolomitique du troisième ensemble est riche en moules de nautiles indéterminables. A Bir Miteur, la barre du quatrième ensemble nous a fourni le brachiopode barrémo - bédoulien *Loriolithyris russillensis* et des polypiers.

La limite inférieure de la formation Boulouha se situe donc sous le niveau repère des argiles rouges ; elle correspond à une surface d'érosion subaérienne d'extension régionale, recouverte par des grès chenalisants lenticulaires et conglomératiques. La limite supérieure est bien repérable au pied de la grande falaise crétacée du Dahar. Analogue à celle de la base de la formation, elle correspond à une surface d'érosion subaérienne et est matérialisée par des dépôts gréso - conglomératiques lenticulaires.

La localité type de la formation Boulouha se situe dans les collines du jebel Merbah el Asfer (fig. 2), sous la grande falaise cénomano - turonienne du jebel Boulouha, d'où son nom. Le nom Asfer étant réservé pour le groupe.

Attribution stratigraphique :

L'âge néocomien fut attribué, pour la première fois, aux niveaux détritiques superposés aux calcaires jurassiques par Solignac et Berkaloff (1933). La partie supérieure grossière, immédiatement sous-jacente aux carbonates cénomaniens, fut rangée dans l'Albien.

Kamoun (1988) place la limite supérieure du Jurassique du Sud de la Tunisie, au-dessus de la barre dolomitique à *Aveosepta jaccardi* du Kimméridgien inférieur et attribue au Wealdien le reste de la formation Asfer.

Sans pouvoir préciser la limite Jurassique - Crétacé sur le terrain, Bouaziz et al. (1989) attribuent, par encadrement entre le Kimméridgien (membre B) et l'Aptien inférieur (membre D), un âge portlandien - barrémien au membre C de la formation Merbah el Asfer. Ce membre C, qui comprend la formation Boulouha, correspond, approximativement, à l'intervalle de temps pendant lequel se sont déposés les sédiments purbecko - wealdiens d'Europe du Nord.

Ben Ismaïl (1991), attribue un âge jurassique terminal - aptien inférieur à la formation Merbah el Asfer et place, sur la base d'une analyse séquentielle, la limite Jurassique - Crétacé au toit de la barre kimméridgienne du col de Bir Miteur.

Grâce à la découverte, dans les dolomies jaunes du col de Bir Miteur du brachiopode *Loriolithyris russillensis*, déterminé par Calzada (in Peybernès et al., 1996), nous proposons un âge barrémo - bédoulien à la formation Boulouha sans exclure l'Hautérivien supérieur p.p. Cette attribution suppose que la formation Boulouha soit un équivalent possible de l'ensemble des formations Bouhedma, Sidi Aïch et du membre inférieur de la formation Orbata, définis en Tunisie centrale par Burollet (1956), d'autant plus qu'il existe une analogie lithologique et sédimentologique entre ces formations.

c - Formation Douiret (90 m)

Le terme de Douiret est habituellement utilisé pour désigner l'épaisse couche d'argiles vertes à minces intercalations dolomitiques, au toit du groupe Asfer. Cette couche affleure, d'une

manière continue, depuis jebel Haddada, au Nord de Chénini jusqu'à Nalout, en Tripolitaine (Busson, 1967). Elle atteint son épaisseur maximale (50 m) aux environs du village de Douiret d'où son nom. Nous désignons par formation Douiret une série constituée par des sables fins clairs et des argiles vertes sableuses, à nombreuses intercalations dolomitiques décimétriques à hémimétriques, coiffées par cette épaisse couche d'argiles vertes. Le passage de la série à dominante sableuse à la base, aux argiles vertes pures au sommet, se fait d'une manière progressive.

Les niveaux sableux montrent souvent à leur base des accumulations (véritables bone - beds) riches en restes de Vertébrés (poissons, crocodiles, chéloniens et dinosaures) mêlés à des bois fossiles gypsifiés ou hématisés. Les niveaux argileux nous ont fourni une riche flore à empreintes de ptéridophytes et de gymnospermes très bien conservés. Les bancs de dolomies sont marqués à leur base par une bioturbation intense, ils sont parfois riches en débris et moules de bioclastes. Les argiles vertes supérieures ont livré quelques ostracodes (*Cytherella* sp., *Hutsonia* sp.).

La limite supérieure de cette formation se situe donc au toit de ces argiles vertes ; elle correspond à une discordance régionale, matérialisée par le conglomérat de base, à éléments quartzitiques, des grès et sables grossiers de la formation sus-jacente. La limite inférieure correspond également à une discordance régionale matérialisée par des grès fins indurés, à base conglomératique et à éléments carbonatés, riche en bois fossiles et débris de vertébrés.

Attribution stratigraphique :

Les grès de base de la formation Douiret sont riches en bois silicifiés associés à des vertèbres de squales, dents de *Pycnodus* ou de *Lepidotus* et écailles de *Lepidotus notidanus*. La présence de cette dernière espèce a conduit Pervinquière (1912) à considérer cette série comme albienne. Plus tard, la découverte, dans les mêmes niveaux en Libye, d'une faune de poissons, très riche et variée, faite par des auteurs italiens (in Robaux et al., 1942) confirme l'âge néocomien de cette série.

L'âge aptien (Bédoulien) fût attribué, pour la première fois, aux argiles vertes du toit de la formation Merbah el Asfer (argiles de Douiret) par Bouaziz et al. (1989). A défaut de fossiles caractéristiques, ils se sont basés sur la position de ces argiles, directement subordonnée aux grès grossiers albiens et sur une corrélation avec le Nord du Tebaga de Médenine (Chaâbet el Ouergli) où sous l'équivalent de ces grès grossiers a été identifiée la barre bédoulienne (Peybernès et al., 1984).

La découverte du brachiopode barrémo - bédoulien *Loriolithyris russillensis,* au sommet de la formation Boulouha, dans les dolomies jaunes immédiatement subordonnées à la formation Douiret et l'âge albien inférieur des grès grossiers de la formation sus-jacente, nous amène à attribuer cette formation à l'Aptien (Bédoulien p.p. - Gargasien). Elle serait donc contemporaine des dépôts des membres moyen et supérieur de la formation Orbata, définie en Tunisie centrale par Burollet (1956).

2.4.3. Formation Aïn Guettar (75 m)

A l'occasion de la cartographie de la feuille de Médenine au 200.000^{e}, Solignac et Berkaloff (1933) ont différencié la partie supérieure de l'ensemble détritique néocomien s.l., qu'ils ont

cartographié Albien (C. 3). Robaux et Choubert (1941) sont les premiers à avoir distingué un important niveau conglomératique à la base des grès albiens. Burollet et Magnier (1963) désignent par formation Chénini les grès grossiers à dragées de quartz, stratifications obliques, bois fossiles et débris de vertébrés qui s'intercalent entre les argiles de Douiret, à la base et les carbonates du Zebbag, au sommet.

Sur la base d'une description de ces grès grossiers dans la coupe de Aïn Guettar (falaise de Bateun el Ghzal) faite par Busson (1967), Ben Ismaïl (1991) donne à ces grès grossiers le nom de formation Aïn el Guettar. A l'occasion de la cartographie géologique dans la région, Zarbout in Bouaziz et al. (1989) et Zarbout et Ghanmi (1993) distinguent dans la formation Aïn Guettar deux unités gréseuses différentes :

- une unité de grès grossiers, équivalente à la formation Chenini, définie plus au Nord par Burollet et Magnier (1963) et que l'on désigne membre Chenini ;
- une unité de sables fins micacés que l'on désigne membre Oum ed Diab.

Membre Chenini (50 m) :

Il débute, généralement, par une dalle lenticulaire de grès grossiers noir, très induré « quartzitiques », à base conglomératique. Ce niveau qui coiffe les argiles vertes de Douiret, forme une corniche, en bas de la grande falaise crétacée. Cette corniche peut se détacher du reste de la falaise et déterminer de petits plateaux. Au-dessus, apparaît une épaisse couche (environ 35 mètres) de sables grossiers à dragées de quartz et à stratifications obliques. La base de cette couche, riche en troncs de bois silicifiés, parfois longs de plusieurs mètres (plus de 20 mètres), a livré une faune assez abondante de Vertébrés fossiles, indiquant l'Albien, qui comprend des poissons (*Protolamna, Cretodus*?, cf. *Anoemodus*, cf. *Caturus*, *Neoceratodus africanus*) et des reptiles (*Crocodylia* indet., *Carcharodontosaurus saharicus*, *Spinosaurus* sp., *Iguanodon* sp., *Pterosaura* indet.) (Pervinquière, 1912 ; Lapparent, 1951, 1960 ; Schlüter et Schwarzhans, 1978 ; Tlig, 1978 ; Bouaziz et al., 1988 ; Benton, 1999).

Ces grès grossiers sont surmontés par une couche, de 20 à 15 mètres d'épaisseur, de sables très fins grisâtres et d'argiles rouges et vertes. Ces sables fins et argiles sont épais de 15 à 20 mètres et entrecoupés par de rares lentilles de grès grossiers et de calcrètes à pédotubules. Le lessivage des argiles rouges donne une teinte rougeâtre aux couches sous-jacentes.

Une flore diversifiée a été mise en évidence dans les niveaux argileux de la partie supérieure du membre Chénini, dans la coupe de Bir el Karma (région de Ghomrassène). Cette coupe présente un fond commun avec la coupe de Foum el Hassène (chaîne sud des Chotts) avec une fougère *Weichselia reticulata*, un conifère *Sphenolepis kurriana* et la présence d'Angiospermes.

Membre Oum ed Diab (25 m) :

Nous désignons par membre Oum ed Diab la série de sables fins micacés, comprise entre les niveaux argileux rougeâtres du sommet du membre Chénini et les carbonates du Crétacé supérieur, qui forment la falaise du Dahar.

Il s'agit de sables fins à très fins de couleur blanchâtre, riche en paillettes de micas blancs. A leur base, ces sables sont marqués par un niveau de grès grossier, parfois conglomératique, ravinant, riche en débris de vertébrés. On a récolté des vertèbres de poissons, des dents de requins, de dipneustes, de crocodiles et des dents usées d'iguanodontidés (détermination Buffetaut). Les fragments de bois fossiles sont très rares.

Pour cette formation des grès et sables de Aïn el Guettar, avec le membre de Chénini à la base et le membre d'Oum ed Diab au sommet, nous proposons la coupe de jebel Oum ed Diab comme coupe type (parastratotype).

Attributions stratigraphiques :

Depuis Joly (1909), par analogie avec les grès albiens du Sahara et par leur position sous les carbonates du Cénomanien, les grès grossiers de la région de Tataouine sont attribués à l'Albien. Busson (1967) leur donne un âge barrémien - aptien suite à l'attribution, par erreur, à l'Aptien supérieur des carbonates sus-jacents à ces grès, au Nord du Tebaga de Médenine. Grâce à la découverte des *Knemiceras* de l'Albien moyen – supérieur, Ben Youssef et al. (1985), rajeunissent l'âge de cette barre sus-jacente aux grès grossiers. Bouaziz et al. (1989) attribuent les grès à dragées de Chénini à l'Albien inférieur et les sables fins micacés d'Oum ed Diab, sus-jacents, à la base du Cénomanien. Ben Ismaïl (1991), sur la base d'une riche association de spores, pollens et dinoflagellés, découverte en sondage, attribue un âge aptien supérieur – albien inférieur aux sables et grès de la formation Aïn el Guettar. Dans le présent travail, suite à la découverte dans le couloir de faille de Briga, de la barre vraconienne au-dessus des sables fins du membre Oum ed Diab, nous supposons que ces derniers sont contemporains des couches à *Knemiceras*, mises en évidence au Nord du Tebaga de Médenine et dans la région des Chotts et ont donc un âge albien moyen – supérieur. Cependant, nous retiendrons un âge albien inférieur pour les grès grossiers du membre Chénini, sans exclure l'Aptien supérieur p.p., comme l'a proposé Ben Ismaïl (1991). En effet, dans la majeure partie de la Tunisie, cet intervalle de temps (Aptien supérieur - Albien inférieur) correspond à une période d'érosions et de dépôts continentaux indiquant une émersion généralisée. Khessibi et Kharbachi (1990) font correspondre les grès de Chénini aux grès dits de « Foum el Argoub » immédiatement subordonnés aux couches à *Knemiceras* dans les chaînes des chotts et à la formation continentale du Kebar en Tunisie centrale.

2.4.4. La formation Zebbag

Elle est définie au Jebel Meloussi (Tunisie centrale) par Burollet (1956). Fournié (1978) apporte des précisions à cette formation en la situant entre la discordance albienne à la partie inférieure et le Gattar (compris) au sommet. Il s'agit d'une épaisse série de carbonates, marnes et évaporites surmontant la formation Orbata.

Dans la chaîne sud des Chotts, Ben Youssef et al. (1985) rattachent les alternances à *Knemiceras* d'âge albien moyen – supérieur à la base de cette formation. Dans le plateau du Dahar, cette formation, épaisse de 70 à 300 mètres, comprend la barre vraconienne à la base (membre Radhouane), les alternances de marnes, dolomies et gypses du Cénomanien (membre Kerker) et la barre cénomano - turonienne (membre Gattar), les alternances à *Knemiceras* n'ayant pas dépassé, vers le Sud, le môle du Tebaga de Médenine. La barre vraconienne, discordante sur le Permien marin supérieur du jebel Tebaga de Médenine (fig. 1), se biseaute au Nord du môle de Touil el Hira et ne réapparaît qu'aux environs de Remada, dans le couloir de failles de Briga. Cette barre, traversée par le sondage OS1 (Busson, 1967) semble contourner un haut-fond sub-méridional : le môle de la Jeffara.

3. Introduction sédimentologique (M. Ouaja et S. Ferry)

3.1. Difficultés d'analyse des faciès

Le couvert végétal réduit du Sud Tunisien pourrait faire penser que les conditions d'affleurement sont excellentes partout et que l'analyse des faciès et des géométries sédimentaires y est aisée. C'est plus ou moins vrai, pour plusieurs raisons.

Le « beurrage » de poussières éoliennes est omniprésent ; il peut modifier la consistance de la partie altérée des couches affleurantes et induire des confusions lorsque les conditions d'affleurement ne sont pas bonnes sur les glacis.

Les croûtes calcaires récentes sur les pentes (caliche) cachent fréquemment la roche du sous-sol ou en modifient l'aspect.

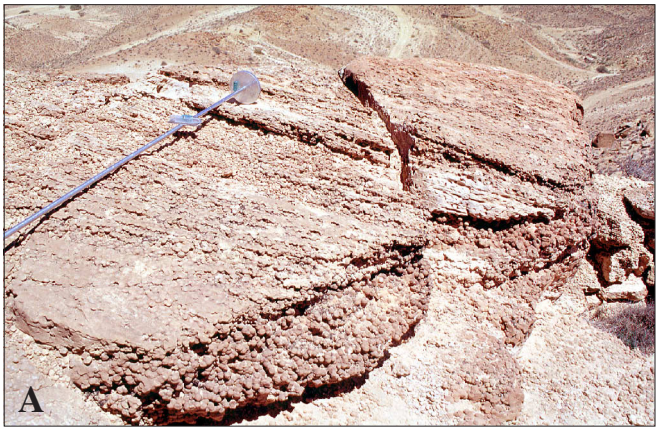
La forte évaporation concentre en surface les sels dissous des nappes et provoque une gypsification plus ou moins prononcée de la roche affleurante qui peut devenir méconnaissable, sauf à creuser assez profondément. La fréquence sur les pentes des habitations troglodytiques, aujourd'hui presque toutes abandonnées, permet heureusement d'avoir des affleurement frais.

Les sables ont souvent subi une altération d'âge inconnu qui les rend blanchâtres et pulvérulents, effaçant à peu près complètement les structures de dépôt. Les structures de dépôt sont la plupart du temps préservées dans les zones indurées.

L'induration des grès peut engendrer des formes plus ou moins bizarres, dont certaines mimant des structures biologiques (réseaux de terriers) (fig. 4 A à C).

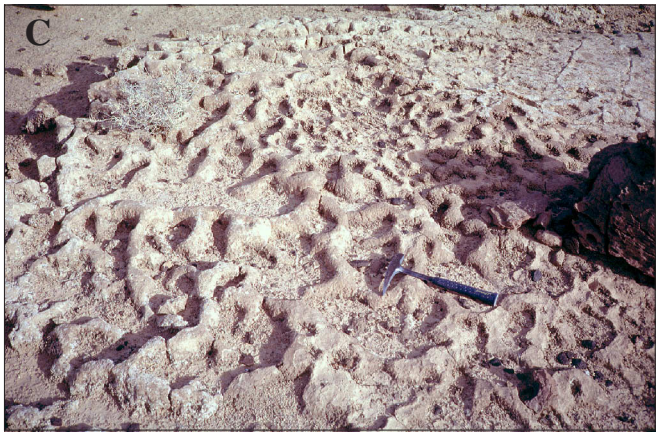
Les zones fortement indurées des grès le sont fréquemment par dolomitisation secondaire, en boules de plus ou moins grande taille (fig. 4 E et F) ou plus ou moins stratiforme, également d'âge inconnu. Lorsque la dolomitisation du grès n'est pas trop prononcée, le grain de la roche est préservé. Sinon, les grains de quartz sont progressivement « digérés ». Le grain de la roche devient alors uniformément fin, les structures de dépôt finissent par disparaître dans une dolomie brune uniforme. Ainsi, dans les formations mixtes carbonatées / silico-clastiques finement stratifiées comme le membre Haddada, il devient difficile de retrouver la nature initiale, calcaire ou gréseuse, des petits bancs qui la constituent. Cette dolomitisation a cependant un avantage : dans le « Continental Intercalaire » elle suit préférentiellement les discontinuités et permet ainsi leur repérage cartographique.

Les calcaires sont également très souvent dolomitisés, ce qui a pour effet de faire disparaître presque complètement les organismes marins qu'ils pouvaient contenir. Ainsi, il devient difficile de faire la distinction entre les dolomies secondaires et les dolomies primaires de sebkha lorsque celles-ci ne sont pas laminées.



A - Grésification en boules ou "kerkoub" (pois chiche) d'un sable à mégarides.

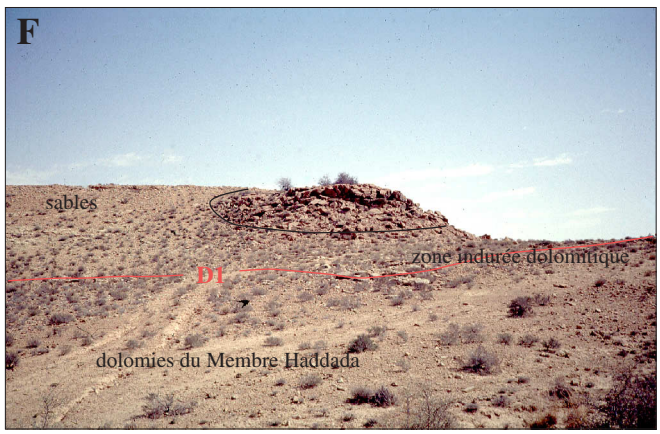
B - Détail de la photo ci-contre montrant la lamination oblique qui passe à travers les boules gréseuses, prouvant leur caractère secondaire.



C - Grésification irrégulière mimant un réseau de terriers de *Thalassinoides*. Il s'agit toujours du phénomène "kerkoub" mais ici les boules jointives constituent un réseau.

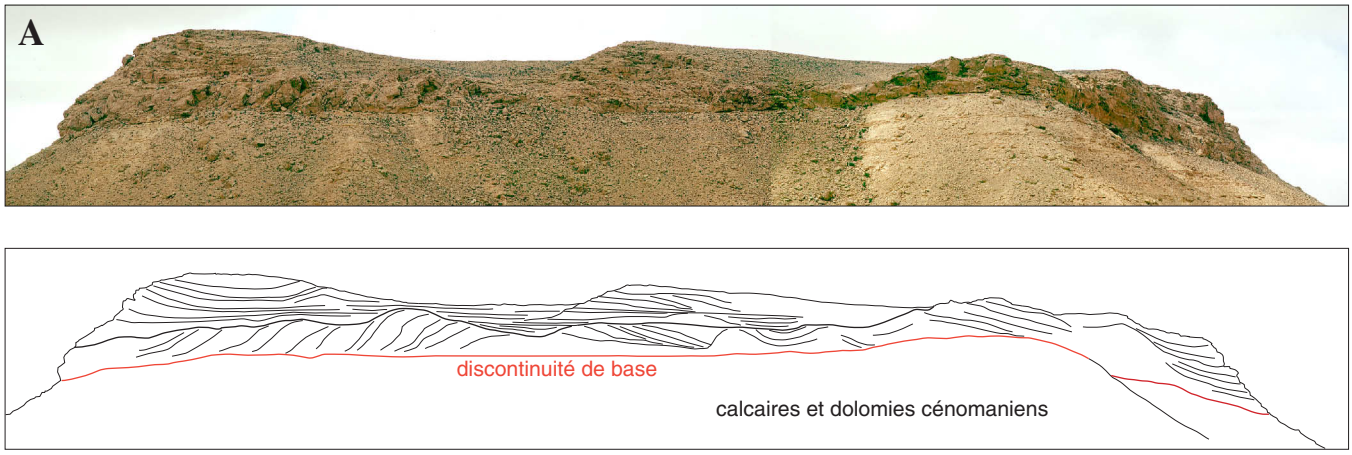
C - Réseau analogue à celui de la photo ci-contre mais de plus grande taille (élévation = env. 50 cm). Trias de la Sabkhat Erg el Makhzen, 50 km à l'Est de Tataouine.

E - Dolomitisation (boules jaunes, d) des grès progradants de la première séquence callovienne du Membre Khechem el Miit à Oum Souigh.

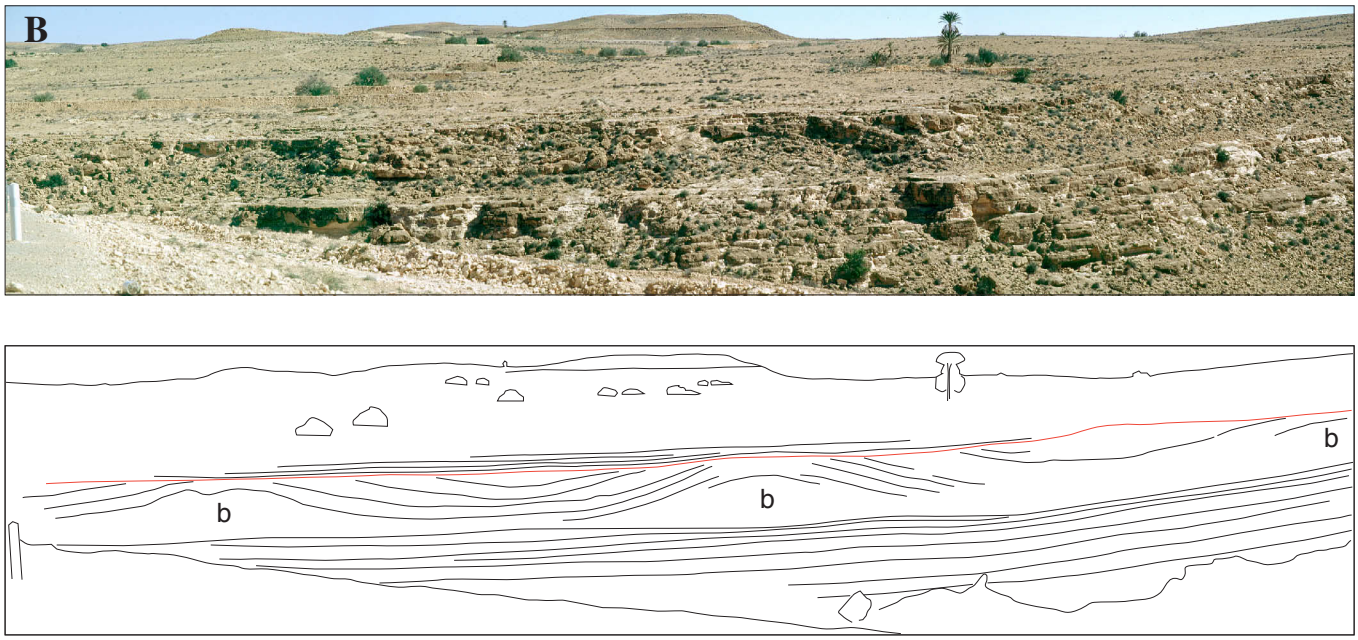


A - Dolomitisation circonscrite de plus grande taille dans la masse des sables sus-jacents à la discontinuité D1, dans la coupe de Merbah el Asfer. Ce type d'induration dolomitique apparaît rarement ainsi au milieu des sables ; il suit plutôt la discontinuité de base des séquences et la souligne dans le paysage.

Fig. 4 - Indurations irrégulières dans les sables mésozoïques du Sud de la Tunisie.



A - Biohermes à madréporaires et rudistes à la base de la barre du Gattar, dans le secteur de Briga.



B - Biohermes (b) à spongiaires dans la partie supérieure de la barre de Ghoumrassen, près de la localité-type.

C - Détail d'un bioherme dans la barre de Ghoumrassen (Oued Zaafrane).

Fig. 5 - Biohermes dans les deux principales unités carbonatées, les Membres Ghoumrassen (Oxfordien) et Gattar (Turonien).

Nous avons rencontré le cas d'un niveau dolomitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur, dans la base du membre Boulouha à Bir Miteur, qui comporte deux séquences de dépôt totalement dolomitisées. Celles-ci étaient faites à l'origine à la fois de grès à stratifications entrecroisées et de calcaires grumeleux fossilifères.

Dans la même localité, un « banc » dolomitique apparaît dans les grès de la première séquence au-dessus de la barre kimméridgienne. Ce banc se développe visiblement par dolomitisation stratiforme de grès. Il se perd latéralement vers le Sud. Au col, il peut être confondu avec la barre kimméridgienne (carbonates marins fossilifères dolomitisés), ici d'épaisseur réduite.

Ces transformations secondaires compliquent parfois très sérieusement l'analyse stratigraphique et demandent un examen approfondi des faciès sur le terrain.

3.2. **Commentaires sur les séries et leur évolution latérale N-S**

La série étudiée présente une grande monotonie de faciès en ce sens qu'il s'agit, pratiquement à tous les niveaux (les dolomies secondaires mises à part), d'un sandwich entre des grès côtiers et des calcaires marins, à dolomies primaires accessoires, tous deux sous la forme de couches d'épaisseur relativement réduite. Il y a dans la région une très grande constance des environnements de de dépôt, qui dure d'ailleurs depuis le Trias.

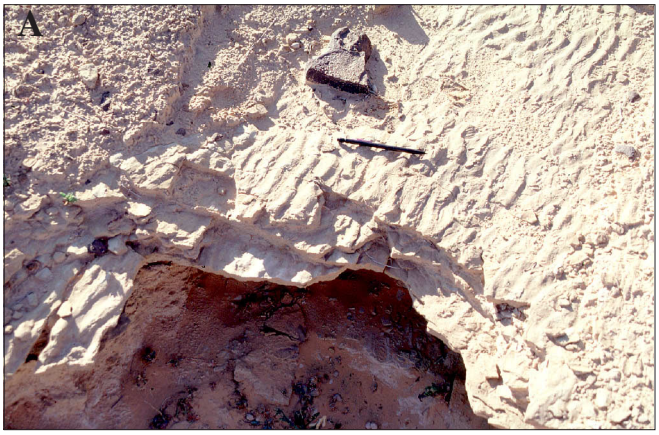
Cette série monotone comporte cependant deux formations carbonatées marines d'épaisseur plus importante, qui vont former les deux entablements repères dans le relief monoclinal à faible pendage de la région : la barre de Ghoumrassen oxfordienne et la barre Gattar turonienne, toutes deux hébergeant des constructions biohermales spectaculaires (fig. 5). Ces deux barres représentent les deux épisodes d'ennoyage marin les plus prononcés dans la région.

Les séries mixtes carbonatées/silicoclastiques étudiées se situent respectivement au pied de ces entablements. Il s'agit de la série callovienne sous la barre de Ghoumrassen et du « Continental Intercalaire » *auct.* sous la barre Gattar. Le membre Haddada, fortement dolomitisé et qui souvent affleure mal sur la surface structurale de la barre de Ghoumrassen, n'a pas été étudié. Au plan des faciès et des séquences de dépôt, malgré la dolomitisation secondaire omniprésente, il présente des affinités avec la série callovienne plutôt qu'avec le « Continental Intercalaire » sus-jacent.

3.2.1. La série callovienne (membres Beni Oussid et Khechem el Miit)

C'est une série mixte, carbonatée/silico-clastique, où les carbonates sont franchement marins, très fossilifères et où les sables et argiles représentent des phases répétées de progradation du détritique côtier nord-gondwanien. Les calcaires sont dolomitisés de façon très irrégulière dans l'espace, du Nord au Sud.

Les sables sont des faciès côtiers montrant des influences mixtes, houle et marée. Le faciès le plus fréquent est un faciès de plage, soit une plage de déferlement avec sa lamination plane parallèle ou entrecroisée d'angle faible latéralement continue, soit - et c'est le cas le plus fréquent – un faciès de plage à marée (fig. 6 A et B) à intercalations fines de lamination plane parallèle et de rides de vagues. Ce faciès caractérise la zone d'estran, à dominance de houle, entre plage de marée



A - Faciès de plage à marée assez fréquemment rencontré dans le membre Beni Oussid. Coupe d'El Achouch.

B - Vue en coupe du faciès précédent. Noter l'alternance entre lamination plane et rides. La lamination plane est engendrée par le déferlement des vagues à marée montante ou descendante, les rides sont des rides de vagues créées à marée haute.

C - Plage de Zarat. Golfe de Gabès. La marée a ici une amplitude supérieure à 1 m, découvrant à marée basse l'avant-plage de marée haute. Les rides exposées sont des rides interférentes (noter les deux directions conjugées) de clapot créées à moins d'un mètre de profondeur à marée haute. Cette plage est, en plus petit, un bon analogue du faciès des plages calloviennes.

D - Grandes rides d'oscillation au toit de la calcarénite transgressive de la première séquence du Membre Khechem el Miit. Coupe de Zefrat.

E - Faciès de la base du membre Ghoumrassen à Chahbania. Noter l'injection (bioturbation ou traces de racines) du faciès à oolithes ferrugineuses de la base dans les derniers grès argileux du membre Khechem el Miit.

Fig. 6 - Faciès de la formation Foum Tataouine. Comparaison avec des environnements actuels de la côte sud-tunisienne.

haute et plage de marée basse. La platitude des environnements de dépôt favorise l'extension des estrans de ce type. Dans certaines séquences, les structures tidales (mégarides) peuvent être préservées. La côte sud-tunisienne actuelle offre des environnements de dépôt semblables (fig. 6 C).

Les lumachelles à huîtres sont présentes dans les séquences du membre Beni Oussid, notamment à Ksar Ouled Soltane.

Habituellement les séquences sont très minces, de l'ordre du mètre ou de quelques mètres d'épaisseur. Ce n'est que dans le membre Khechem el Miit, près de la frontière tuniso-lybienne, qu'une de ces séquences atteint exceptionnellement une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres et que l'on peut y observer une belle succession de faciès (4° jour de l'excursion).

La figure 8 représente les corrélations de détail effectuées du Nord au Sud. La position géographique des coupes est indiquée sur la figure 2. La légende des figurés est sur la figure 7.

On constate une évolution générale des séries du Nord, où elles sont plus calcaires, au Sud, où elles sont plus sableuses. C'est une polarité attendue, en direction des sources de terigènes, le craton africain.

Au plan des épaisseurs, une dilatation de la série est sensible en position médiane, de Siah Chahbania à E l Achouch. Cette dilatation affecte principalement le membre Beni Oussid, dans une moindre mesure le membre Khechem el Miit, de Siah Chahbania à Glibet Hamlouss, c'est-à-dire sur un domaine plus restreint. Contrairement à ce qui se passe dans le membre Beni oussid, une subsidence accrue se manifeste dans la partie la plus méridionale. Le membre Ghoumrassen, quant à lui, montre une polarité inverse , avec une épaisseur qui augmente régulièrement vers le Nord. La diminution d'épaisseur de ce membre vers le Sud est telle que la barre de Ghoumrassen cesse de jouer un rôle morphologique dans l'extrême Sud où ce sont les grès ici épais du membre Khechem el Miit qui remplissent ce rôle.

La base du membre Beni Oussid est marquée par trois bancs carbonatés, calcaires ou dolomitiques selon les endroits, qui forment un ressaut bien repérable sur le terrain. Vers le Sud, l'épaisseur de cet ensemble diminue et le ressaut devient moins net.

A Siah Chabania, coupe de référence, la partie médiane du membre Beni Oussid comporte des calcaires noduleux très fossilifères, en plusieurs niveaux séparés par des sables ou des argiles. Ce sont ces niveaux qui ont fourni l'essentiel des éléments de datation. On remarquera toutefois qu'ils ne constituent pas un niveau isochrone, du fait de leur inégal développement dans les diverses coupes (voir par exemple les changements qui s'opèrent entre Siah Chabania et Ksar Ouled Soltane). C'est le suivi des séquences de progradation sableuse côtière qui permet de le montrer. On voit ainsi que le niveau grumeleux le plus épais de Ksar Ouled Soltane s'amincit et disparaît vers le Sud, que le niveau le plus épais de Siah Chabania suit le même chemin et qu'en outre ils disparaissent tous deux en « toplap » sous la discontinuité régionale qui constitue la base du membre Khechem el Miit. On voit en outre que ces niveaux fossilifères peuvent changer d'aspect localement et se transformer en (ou héberger des) bancs massifs. Les corrélations séquentielles montrent le danger qu'il y aurait à utiliser ces bancs calcaires comme repères régionaux.

Fig. 7 - Signification des symboles et des couleurs.

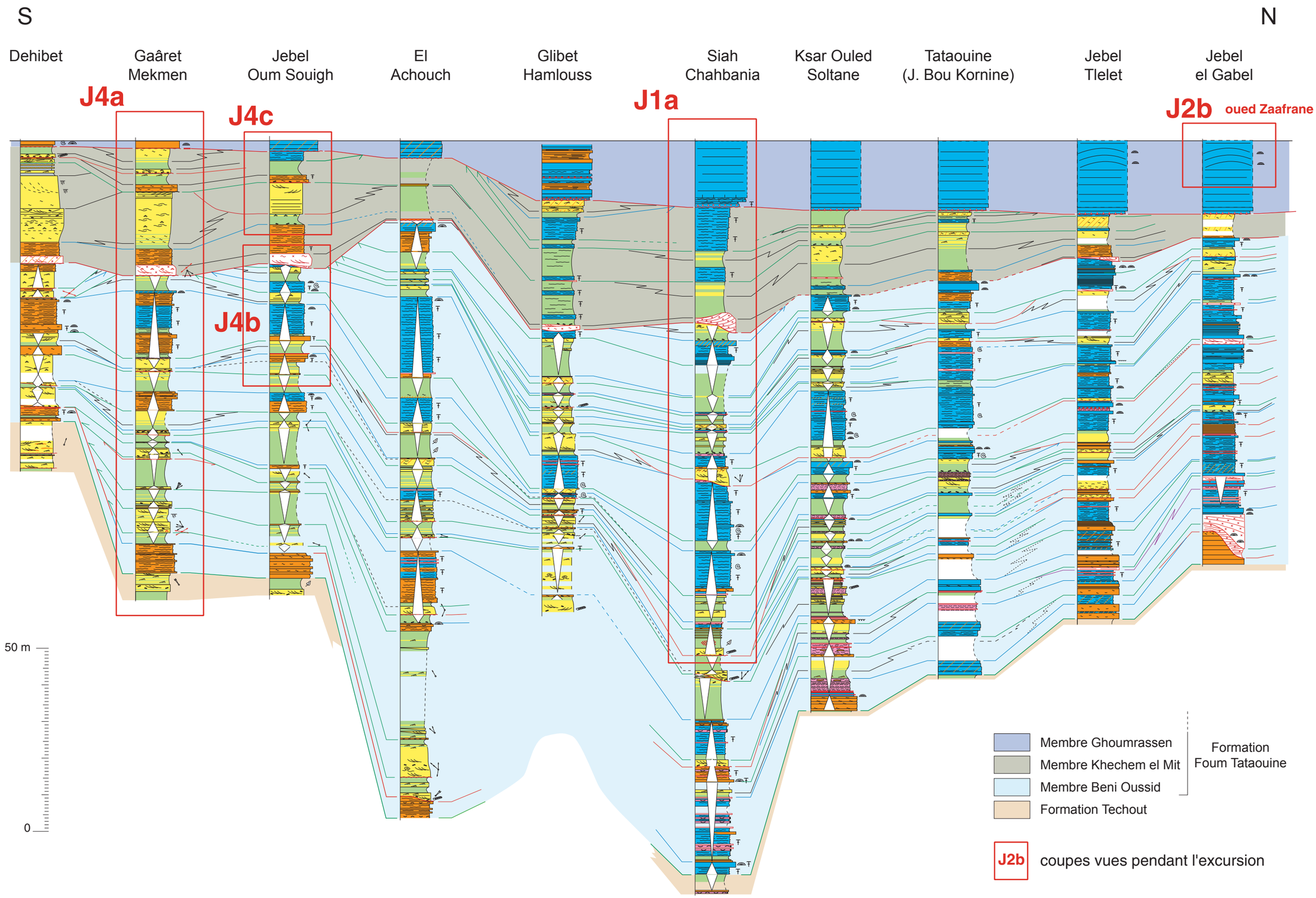


Fig. 8 - Corrélations séquentielles dans la formation Foum Tataouine le long de la falaise du Dahar.

Ce sont ces observations qui nous ont conduit à redéfinir la base du Membre Khechem el Miit sur un critère plus fiable : sa calcarénite de base, même si celle-ci n'est pas parfaitement continue latéralement.

La base du membre Khechem el Miit est une surface de troncature, notamment dans le Sud, suggérant un mouvement d'exhaussement avant la transgression et responsable de l'érosion partielle du membre Beni Oussid dans les séries les plus méridionales. Ce mouvement positif s'inversera ensuite puisque le maximum de subsidence est constaté dans le Sud. Nous verrons, en analysant la première séquence de dépôt du membre Khechem el Miit (4° jour de l'excursion), qu'un mouvement synsédimentaire de la faille de Briga peut être invoqué pour expliquer ces observations.

La base du membre Ghoumrassen est marquée par un faciès bioturbé à oolithes ferrugineuses unique, sauf en position centrale (Siah Chahbania). C'est également une discontinuité régionale puisque les deux dernières séquences de progradation sableuse côtière du membre Khechem el Miit ne sont conservées qu'en position centrale dans le transect. Y a-t-il eu érosion de ces séquences au Nord et au Sud, ou simplement non dépôt par émersion ? Il est vraisemblable, étant donné la complexité de détail de la base (plusieurs niveaux à oolithes ferrugineuses) dans le secteur central (Siah Chahbania), que la fin du dépôt du membre Khechem el Miit ait été marqué par une régression importante, avant la réinstallation partout de carbonates franchement marins qui reposent directement sur les argiles et sables de Khechem el Miit.

Au plan séquentiel, le schéma de corrélation (fig. 8) amène plusieurs commentaires.

Tout d'abord, on constatera la très bonne corrélabilité des séquences de dépôt, dont pourtant l'épaisseur est très faible, sur des distances de l'ordre de 150 km. C'est l'indice d'environnements de dépôt très plats.

Si l'on suit les séquences individuellement, on voit que la progradation sableuse n'atteint pas toutes les coupes, ce qui indique un dessin plus ou moins lobé d'une côte qui était sans doute orientée globalement SO-NE. Ce dessin lobé est probablement engendré par un différentiel de subsidence qui maintient souvent des profondeurs un peu plus fortes dans la partie médiane du transect, en accord d'ailleurs avec les maxima d'épaisseur constatés. Ceci est particulièrement net dans le membre Khechem el Miit où les séquences ne sont représentées que par les faciès les plus distaux (argiles et calcaires noduleux fossilifères) entre El Achouh et Siah Chabania. Dans le membre Beni Oussid, c'est souvent plus compliqué, suggérant des déformations du fond qui se déplacent au cours du temps, d'une séquence à l'autre.

Le secteur Nord, à sédimentation globalement plus calcaire, n'enregistre pas toutes les phases de progradation du détritique côtier. Il n'est atteint par les sables qu'au moment des régressions forcées les plus accentuées (voir § 3.4). Pour les autres séquences, on voit souvent les argiles distales du prisme détritique côtier se diluer dans les calcaires noduleux du large. Certaines chutes du niveau marin relatif sont enregistrées par des faciès non silico-clastiques (par exemple la première séquence à la base du membre Khechem el Miit au Jebel El Gabel). Ces observations montrent que, globalement le secteur Nord est adossé à un haut-fond isolé en mer, à sédimentation plus carbonatée, mais qui peut être, de temps à autre, englobé dans les plages progradant depuis le Sud.

S

N

Touil Dehibet | Oued Zefrat | Jebel Segdel | Briga | Jebel Oum ed Diab | Jebel Itime | Merbah el Asfer | Bir el Karma | Bir Miteur | Oued el Khil | Ksar Kherachfa | Kef el Annaba

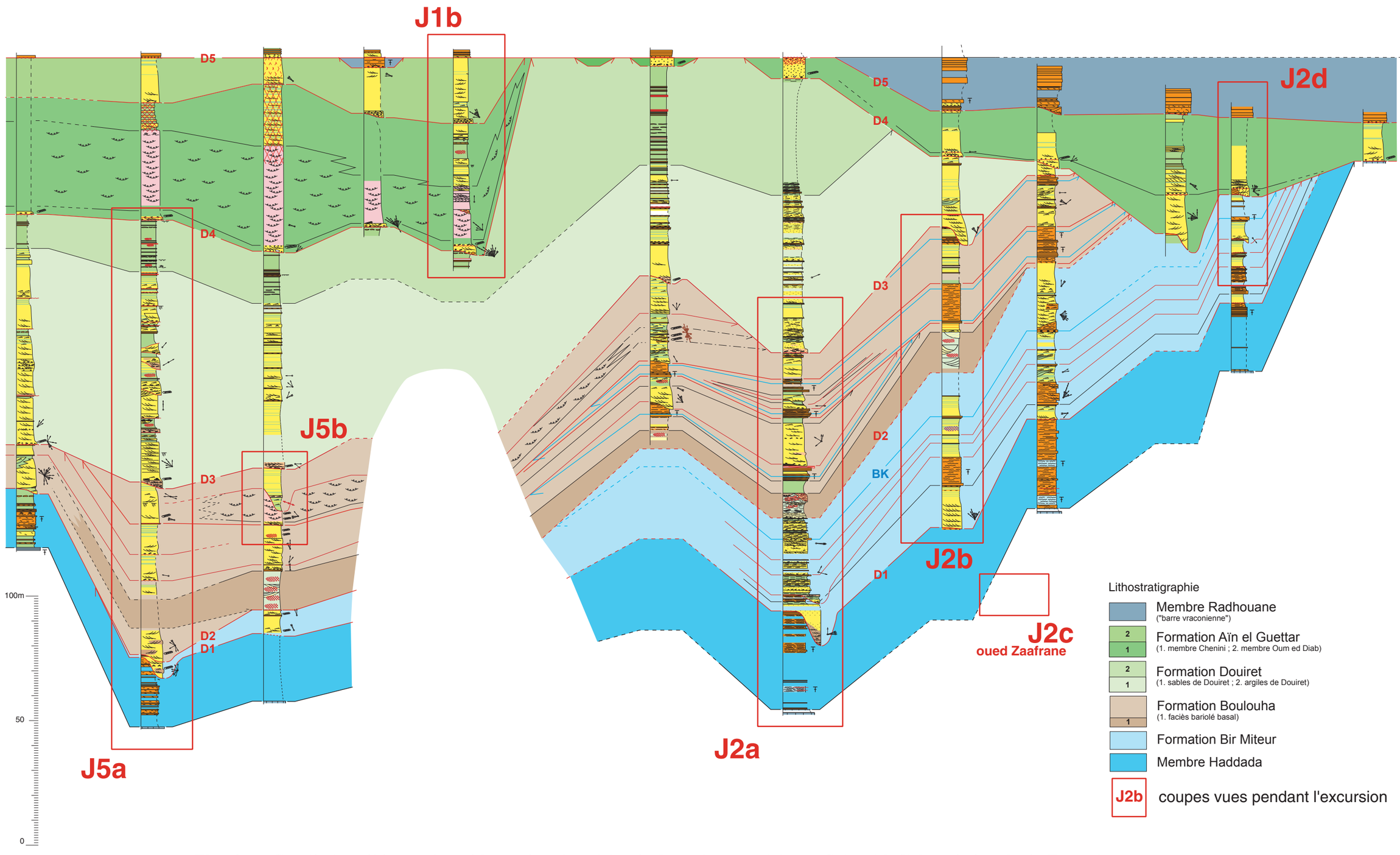


Fig. 9 - Corrélations lithostratigraphiques dans les séries du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur du bassin de Tataouine.

3.2.2. Le Jurassique terminal – Albien (formations Bir Miteur à Aïn el Guettar)

La série étudiée démarre avec la première arrivée sableuse importante au-dessus du membre Haddada. Elle se termine avec les carbonates transgressifs vracono-cénomaniens, moment à partir duquel les apports sableux cessent pendant tout le reste du Crétacé.

Par rapport à la série callovienne, les proportions sables/argiles *vs.* carbonates sont inversées. Les intercalations de carbonates fossilifères marins (toujours dolomitisés) sont habituellement minces. Elles peuvent comporter des dolomies primaires comme dans les argiles lagunaires de Douiret.

En outre, on y observe des vrais faciès fluviatiles, non représentés dans les séries calloviennes.

La figure 8 représente le résultat des corrélations effectuées du Nord au Sud, sur la même distance que pour le transect callovien (fig. 2). Comme pour le Callovien, on notera l'excellente continuité latérale des séquences de dépôt.

Le membre Haddada, qui affleure mal, n'a pas été levé dans toutes les coupes. Son épaisseur est à peu près constante du Nord au Sud. Tout au plus peut-on voir une légère dilatation dans la partie médiane du transect (Merbah el Asfer), ce qui évoque un peu le Callovien.

La formation Bir Miteur s'épaissit vers le Nord, de Merbah el Asfer au col de Bir Miteur. Son épaisseur diminue ensuite, par troncature anté-albienne, ce qui n'avait pas été publié jusqu'à présent.

Son épaisseur diminue également en direction de la frontière tuniso-lybienne, cette fois par troncature anté-Boulouha (anté-barrémienne).

La discontinuité de base de la formation Bir Miteur est affectée de surcreusements (vallées incisées) qui peuvent atteindre la barre de Ghoumrassen dans la coupe de Merbah el Asfer (cf. 2° journée d'excusion).

La formation Boulouha est limitée à la base par la discontinuité D2. Cette dernière n'est érosive que dans le Sud (de Segdel à Dehibet), secteur dans lequel la discontinuité D2 a tendance à raviner la D1, ce qui se produit effectivement à Touil Dehibet, sur la frontière tuniso-lybienne. Dans l'ensemble, l'épaisseur de la formation a tendance à augmenter vers le Sud, si on tient compte de la troncature ante-Douiret dans ce secteur. La polarité est donc inverse de celle de la Formaton Bir Miteur.

Sur la plus grande partie du transect, la formation Boulouha débute par un faciès fluviatile méandriforme très riche en bois flottés et restes de feuilles, notamment pour ces dernières dans les bouchons d'argile des méandres abandonnés. Les barres de méandre sont de faciès sablo-argileux et correspondent à des fleuves paresseux à charge solide en suspension et dont la direction d'écoulement était vers le Nord-ouest d'après les directions de courant et l'orientation moyene des barres de méandre. Il est possible que des influences tidales aient pu se manifester à certains moment dans ces fleuves (drapages argileux), ce qui fait de cet intervalle un faciès probablement deltaïque.

Dans la mesure où le faciès sableux tidal qui surmonte la discontinuité D2 à Oued Zefrat fait bien partie de la première séquence de la formation Boulouha, le faciès méandriforme a une signification un peu ambiguë. Il serait déjà régressif à Zefrat mais transgressif ailleurs. Cette contradiction n'est qu'apparente et peut trouver une explication selon le concept séquentiel utilisé (voir § 3.5).

Un autre faciès fluviatile est rencontré dans le sommet de la formation Boulouha, dans le secteur de Remada. Il est cette fois de type sableux en tresses et non méandriforme.

Le reste de la formation est un sandwich compliqué dans le détail de faciès tidaux sablo-argileux, d'argiles lagunaires et de niveaux dolomitiques laminés (faciès de sebkha) ou bioturbés fossilifères, prouvant l'existence d'inondations marines, comme dans le Callovien mais beaucoup plus éphémères.

On notera enfin l'existence d'une troncature intra-Boulouha, qui fait disparaître vers le Nord la moitié inférieure de la formation, entre Merbah el Asfer et Bir el Karma.

La formation Douiret est érosive (discontinuité D3), notamment dans le Sud où elle tronque plusieurs séquences de la formation sous-jacente. Dans l'ensemble, et compte-tenu de la troncature anté-albienne, les sables de Douiret s'épaississent assez nettement vers le Sud.

Il est difficile de discuter des variations d'épaisseur des argiles de Douiret (« argiles vertes » de Busson 1967). Il est clair sur le transect que la troncature anté-albienne est responsable de la majeure paretie des variations observées.

La transgression albienne (discontinuité D4) s'effectue après une période de déformation assez intense, notamment dans le Nord où le membre Chenini finit par reposer directement sur la barre de Ghoumrassen à Kef el Annaba. La troncature se poursuit encore plus au Nord.

Les dépôts albiens occupent deux grandes dépressions à valeur de vallées incisées, de part et d'autre du secteur central (J. Itime, Merbah el Asfer) qui a valeur d'interfluve. Les sables albiens s.s. et les carbonates vraconiens globalement comblent ces dépressions. La transgression cénomanienne est en effet une transgression sans énergie qui est incapable d'avoir provoqué par ravinement la troncature observée dans le secteur central (J. Itime, Merbah). Il s'agit d'un simple débordement. Le principal responsable du changement de géométrie observé entre la pile d'assiettes Haddada –Douiret est bien la phase de déformation anté-Chenini. Son âge pourraît être albien inférieur à moyen, par comparaison avec d'autres bassins mais les formations du bassin de Tataouine rentent encore trop mal datées pour pouvoir l'affirmer.

3.3. Révision de la notion de « Continental Intercalaire »

Le résultat le plus intéressant de la révision faciologique menée dans le cadre de cette étude est la remise en cause du caractère systématiquement fluviatile des sables du groupe Asfer. Contrairement aux opinions formulées jusqu'ici, les données cartographiques, l'examen des faciès de dépôt et les corrélations séquentielles concourrent toutes à démontrer que l'essentiuel de ces sables est déposé en milieu tidal (faciès d'estrans transgressifs). Les faciès de plage et les structures clairement attribuables à la houle sont minoritaires devant les faciès à mégarides et les estrans sans énergie à petites rides.

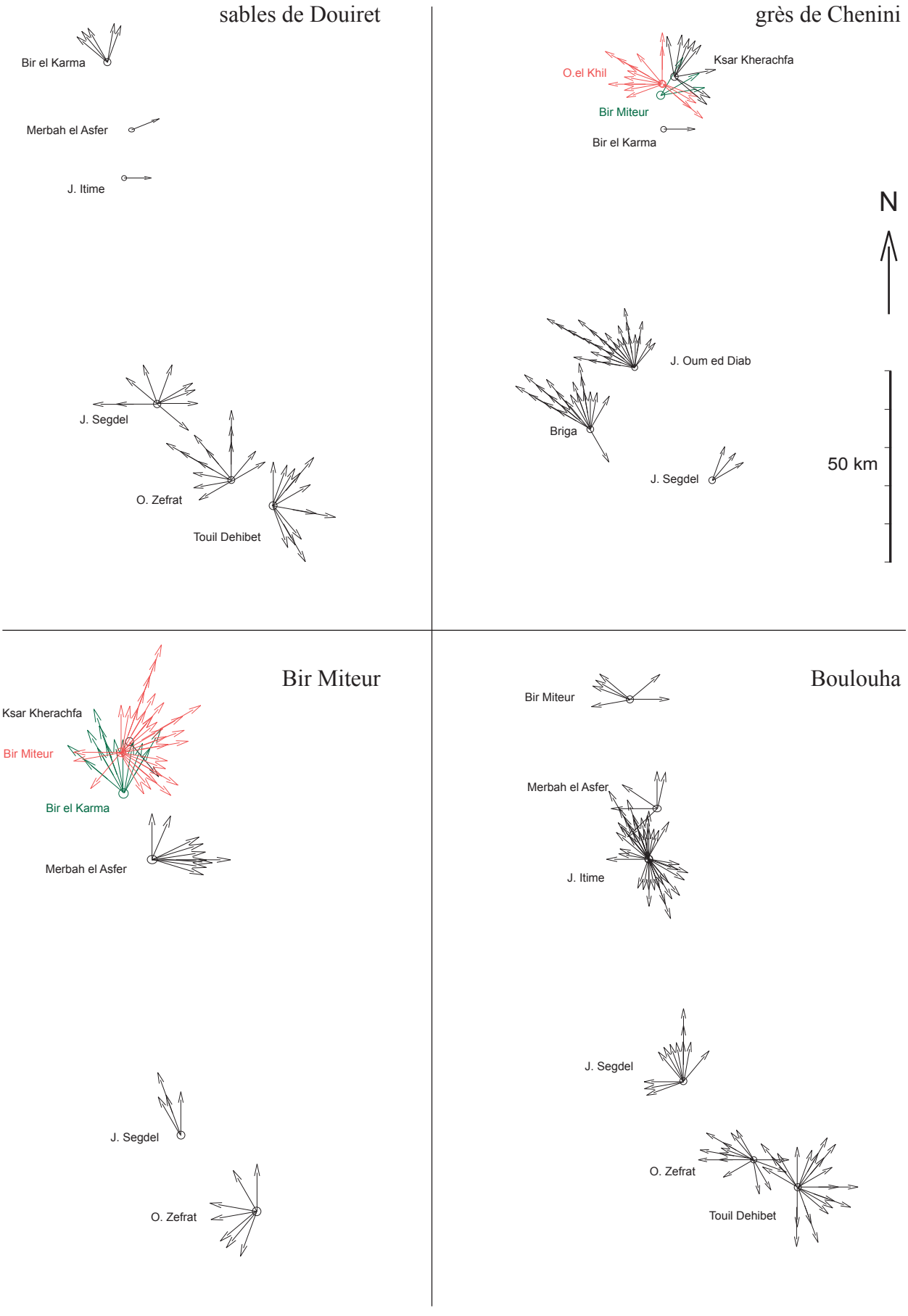


Fig. 10 - Directions de courants relevées dans différentes unités du "Continental Intercalaire" *auct.*

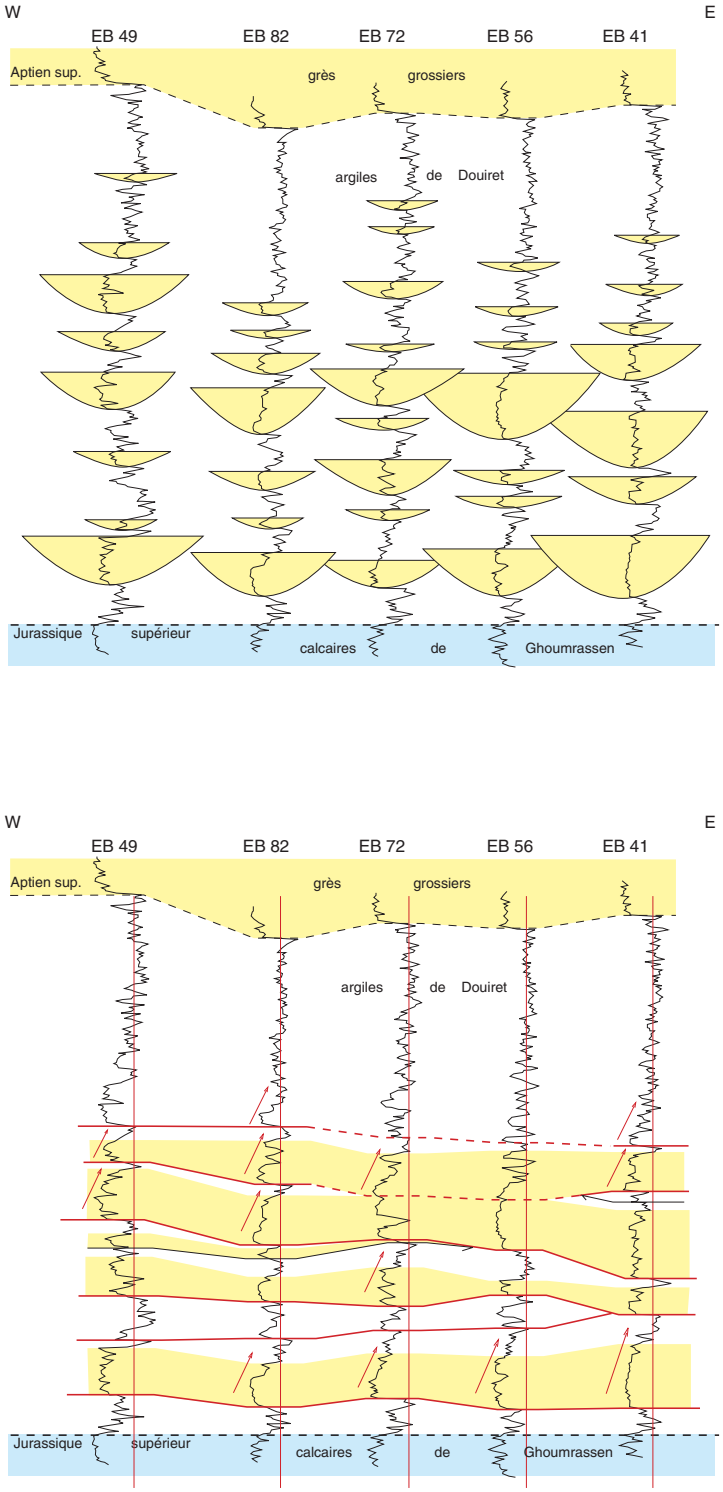


Fig. 11 - Deux manières différentes d'effectuer des corrélations diagraphiques dans le "Continental Intercalaire" *auct.*

En haut, conception classique où les grès sont considérés comme des remplissages de chenaux fluviatiles à faciès méandriforme (courbes GR en cloches).
En bas (voir séquence-type, fig. 13), les grès constituent des nappes sableuses transgressives continues, les "chenaux" sont des remplissages de vallées incisées et les variations latérales d'argilosité dues à la complexité des faciès dans l'estran sablo-argileux.

Les principaux arguments sont les suivants :

Les faciès à mégarides sont constitués de trains de mégarides latéralement continus sur des distances considérables, chose qui ne peut exister dans les grandes rivières sableuses en tresses, où la géométrie en remplissage de chenaux l'exclut.

L'absence de drapages argileux n'est pas un argument ; dans les systèmes tidaux pauvres en argiles, ces drapages n'existent pas.

Les faciès à mégarides passent latéralement sur de grandes distances à des faciès d'estrans à petites rides et rides de clapot.

Ces facies d'estrans à petites rides, lorsqu'ils surmontent immédiatement la discontinuité de base de la séquence de dépôt, sont incompatibles en terme d'énergie, avec la taille disproportionnée des blocs dolomitiques du « lag » de base. Ces blocs sont peu arrondis ; s'ils étaient fluviatiles le régime serait torrentiel, ce qui est incompatible avec le faciès de faible énergie sus-jacent, qui est par ailleurs latéralement continu et non chenalisé.

Les directions de courant relevées dans l'ensemble des formations du groupe Asfer et dans la formation Ain el Guettar montrent une très forte dispersion et notamment des directions orientées vers le continent Sud (fig. 10), incompatibles avec un régime fluviatile qui serait en principe orienté en sens inverse. Ils évoquent plutôt la réversion des courants de flot et de jusant dans les systèmes tidaux côtiers. Dans cette hypothèse, la forte dispersion peut s'expliquer par la superposition des effets des courants de marée parallèles à la côte et des courants perpendiculaires de flot et de jusant sur les estrans.

Les sables ne constituent pas des chenaux disjoints, isolés dans des faciès argileux d'inondation fluviatile ; ils sont au contraire latéralement continus et les séquences ont une très grande extension latérale (fig. 9). Ce fait, passé inaperçu jusqu'ici devient apparent lorsque l'on prend la peine de suivre latéralement les séquences de dépôt sur le terrain.

Les « chenaux » les plus profonds ne sont que des surcreusement des surfaces de base des séquences ; ils peuvent s'interpréter en termes de vallées incisées associées à ces limites de séquence.

Les remplissages de chenaux ne sont pas conformes aux séquences de structures rencontrées dans les grandes rivières sableuses ; ils sont au contraire homogènes de la base au sommet et évoquent plutôt des remplissages estuariens, c'est à dire sous influence de la marée. Le sable apporté par les fleuves était totalement repris par la dynamique marine et ne possède plus aucun caractère fluviatile.

L'ensemble de ces arguments conduit à réinterpréter les sables du groupe Asfer et les sables albiens en dépôts tidaux latéralement continus qui nappent des surfaces de transgression. Le changement de conception est illustré sur la figure 11.

On comprendra la portée de ce changement en termes de géométrie des réservoirs, aussi bien en exploration pétrolière qu'en hydrogéologie.

3.4. Caractères de séquences de dépôt

Nous résumons ici les caractères fondamentaux de séquences de dépôt observées et nous confrontons nos observations aux concepts et modèles de la stratigraphie séquentielle.

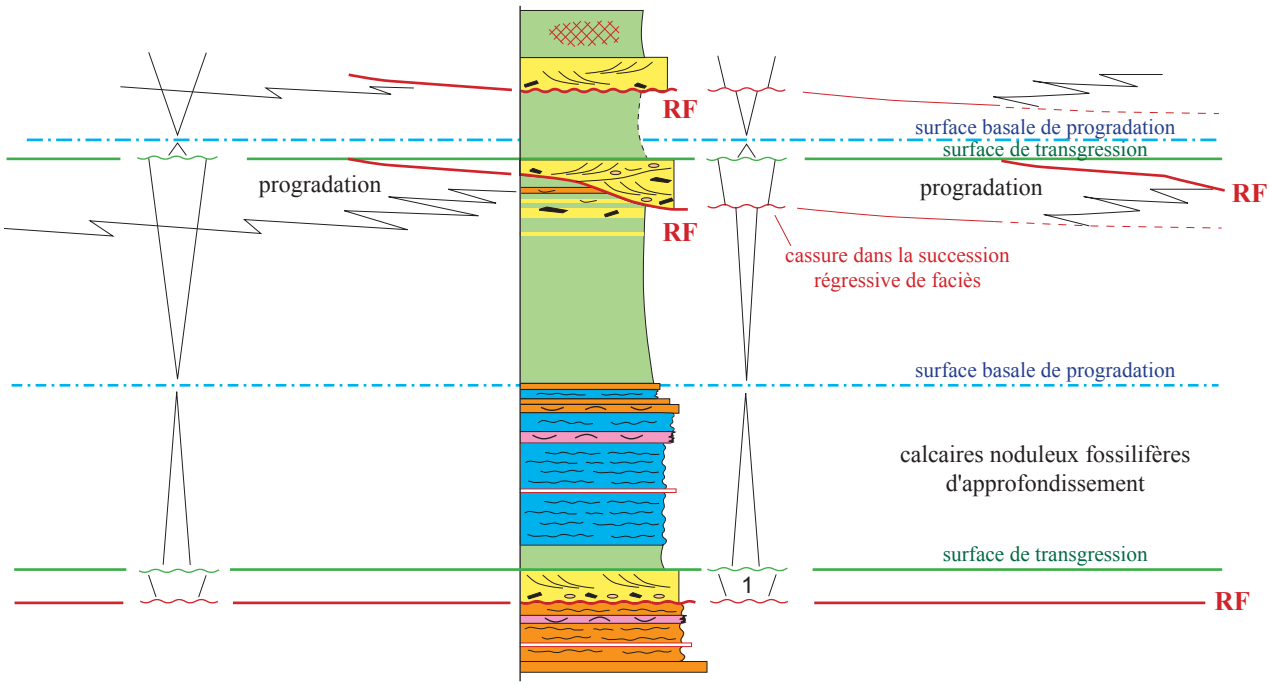


Fig. - Organisation des séquences régressives calloviennes
par successions de petites chutes du niveau marin relatif (régressions forcées RF).
Exemples pris dans le membre Beni Oussid à Siah Chahbania.

Séquences calloviennes :

Dans les séquences du membre Khechem el Miit, il est possible de montrer directement que les calcaires bioturbés fossilifères représentent le faciès distal de la séquence de progradation en examinant les variations latérales entre Dehibet au Sud et Chahbania au centre du transect N-S (fig. 8). La zonation des faciès sur le profil de depôt s'établit ainsi clairement : sables -> argiles -> calcaires marins. Cette règle peut être retrouvée dans les séquences plus minces du membre Beni Oussid (fig. 8). La profondeur de dépôt de ces calcaires était vraisemblablement faible.

La faible épaisseur des séquences progradantes calloviennes amène à une remarque. Lorsque l'on passe verticalement d'argiles du large à un faciès de plage sur une épaisseur de l'ordre du mètre, il est impossible, surtout s'il n'existe pas de cassure visible dans la succession des faciès, d'imaginer que la profondeur de la mer était, en période de haut niveau marin, de l'ordre du mètre. En d'autres termes, les régressions ne s'effectuaient pas par comblement de l'espace disponible Cette anomalie apparente ne peut s'expliquer que par un processus systématique de progradation en régime de régression forcée, même si cela ne se traduit pas forcément dans la succession de faciès.

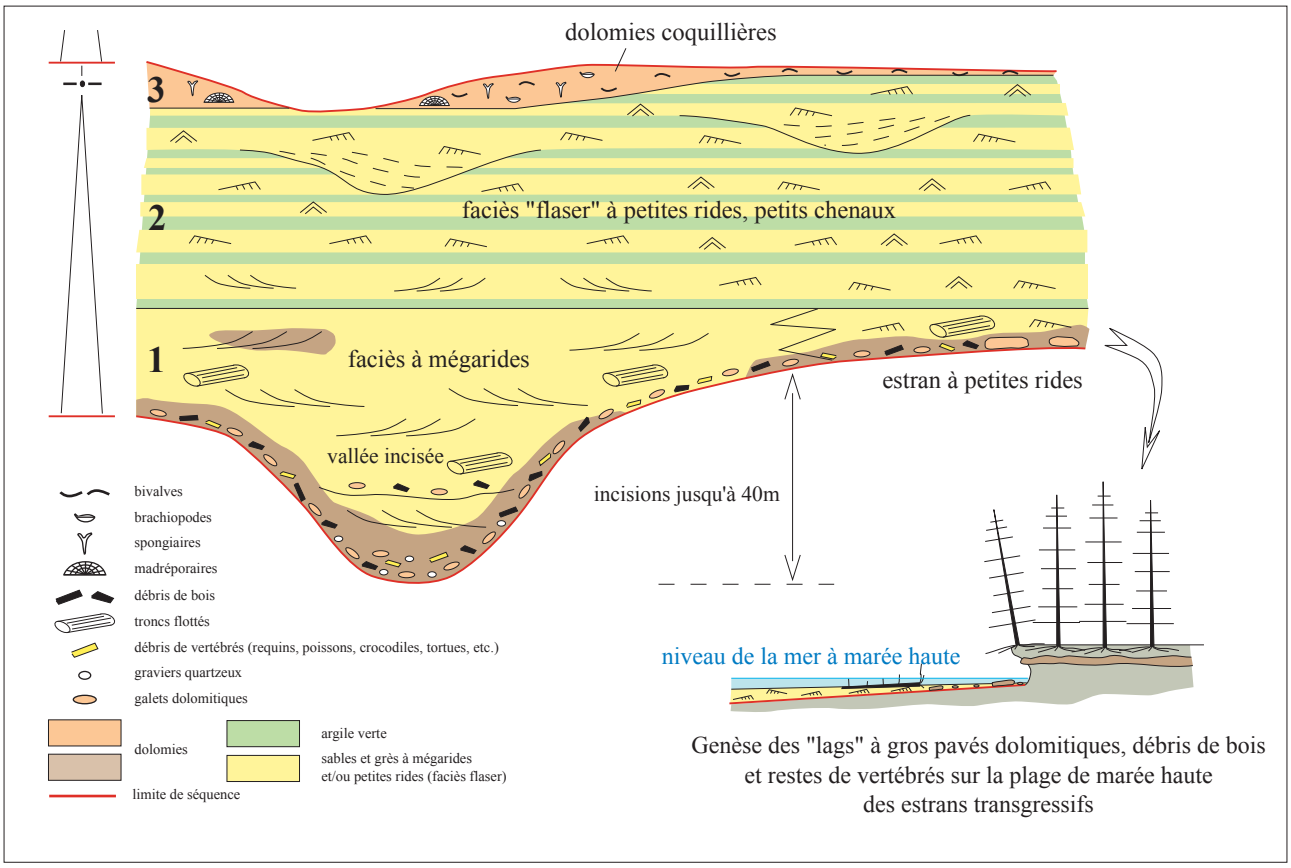
Une régression forcée se distingue d'une régression par simple comblement par le fait qu'elle est accentuée par une baisse du niveau marin relatif. La première séquence du membre Khechem el Miit, entre Dehibet et El Achouch (fig. 8), permet de mettre en évidence les effets d'une telle régression forcée. A Gaaret Mekmen, après le dépôt des carbonates marins fossilifères (ici dolomitisés) représentant le maximum de profondeur de la séquence, on observe une succession de faciès régulièrement régressive. A Oum Souigh, la succession régressive présente un hiatus. Le hiatus s'explique par une accélération de chute du niveau marin relatif qui décale brusquement vers le large le profil d'équilibre de tempête du prisme de plage et l'emboite dans les argiles à couches de tempête de l'avant-côte. L'effet le plus visible à Oum Souigh est de faire reposer le faciès de plage directement sur les argiles à couches de tempête de l'avant-côte.

Nous verrons d'autre part (4° jour de l'excursion) que la régression forcée d'Oum Souigh n'est pas enregistrée partout et qu'elle a probablement une origine tectonique locale.

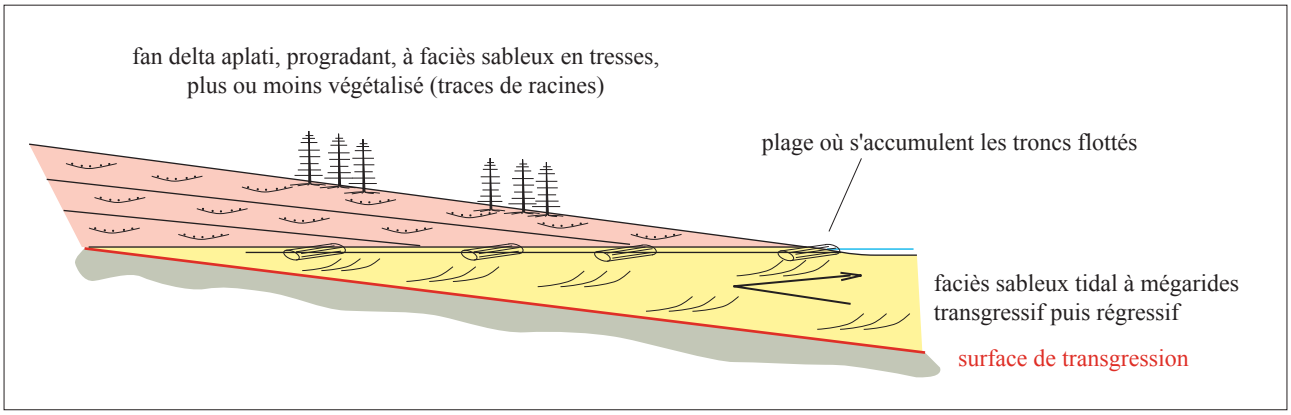
On peut trouver de nombreux autres exemples de ce type de progradation forcée dans les autres séquences calloviennes plus minces du membre Beni Oussid (fig. 8).

En résumé, les séquences calloviennes sont donc **essentiellement des séquences de progradation** caractérisées par le **développement du demi-terme régressif au détriment du demi-terme transgressif**. En outre, la **progradation s'effectue fréquemment en régime de régression forcée,** que la raison en soit locale (tectonique) ou globale (eustatisme). Lorsqu'il n'existe qu'une seule accélération de chute visible, on peut alors considérer, en accord avec la nommenclature séquentielle de Vail et coll. (Posamentier et al. 1989), que le prisme déposé en régression forcée représente le prisme de bas niveau marin de la séquence. Mais il a été montré dans le Plio-Quaternaire de Rhodes (Grèce) que les régressions forcées peuvent s'enchainer en plusieurs étapes, voire même, dans les cas les plus « pathologiques » en longues successions (Ferry 2001), ce qui rend toute classification caduque. D'une certaine manière, beaucoup d'observations de terrain rejoignent le concept de « stranded parasequences », c'est-à-dire de petits prismes étagés, déposés lors de la chute du niveau marin, concept introduit par Tucker et Hunt ().

L'organisation fondamentale des séquences progradantes calloviennes de la Tunisie du Sud est illustrée sur la figure 12.



A - Organisation de la séquence d'estran transgressif.



B - Relation entre le faciès transgressif d'estran et le faciès fluviatile en tresses dans les séquences qui en comportent.

Fig. 13 - Caractéristiques principales des séquences de dépôt détritiques du "Continental Intercalaire" *auct.* (d'après Ferry et al. 2001).

Séquences du « Continental Intercalaire » :

La figure 13A illustre les caractères principaux des séquences du groupe Asfer, quand celles-ci comportent du détritique.

L'encart explique comment résoudre simplement l'apparente contradiction entre les « lags » grossiers recouvrant les discontinuités et le facies de faible énergie des grès à rides qui les surmontent. Les « lags » ne sont pas des faciès de haute énergie mais plutôt le résultat du travail de sape que fait la plage de marée haute (à faible énergie étant donné la probable grande étendue de la zone de balancement de la marée) des estrans transgressifs. L'abondance des troncs échoués dans ce faciès n'est pas étonnante : la transgression détruit la forêt dont les troncs sont immédiatement noyés dans le sable du haut de l'estran.

La séquence se poursuit par des carbonates (dolomitisés) à fossiles marins, prouvant l'approfondissement. Il est en effet dificile d'interpréter la succession verticale des faciès dans les sables argileux sous-jacents en raison de la variabilité latérale intrinsèque du système tidal (chenaux *vs.* platiers). Les carbonates sont la meilleure preuve que l'ennoyage marin se poursuit.

La particularité fondamentale de la séquence du groupe Asfer est qu'elle ne comporte pas de succession régressive de faciès au-dessus des carbonates fossilifères du toit. L'absence de cortège progradant doit s'expliquer par l'extrême platitude du profil de dépôt. Au moment de la régression, le plan d'eau rapidement se fragmente, le faciès marin passe presque sans transition à un faciès lagunaire restreint, puis les lagunes s'assèchent. Nous avons parfois observé, au toit des carbonate marins de ces séquences particulières, un petit intervalle laminé de quelques cemtimètres d'épaisseur qui peut conforter cette interprétation.

La séquence fondamentale du groupe Asfer est, contrairement à la séquence callovienne, une séquence transgressive, sans prisme progradant final.

Lorsque ces séquences comportent des faciès fluviatiles (cas des membres Boulouha et Chenini), ce faciès fluviatile peut être considéré comme la seule forme possible de prisme progradant régressif. Ce point est discuté dans le § 3.5.

L'enregistrement sédimentaire des variations du niveau marin relatif dans le bassin de Tataouine présente donc des particularités originales, par rapport aux modèles de stratigraphie séquentielle. La principale raison des distorsions réside sans doute dans la platitudes des profils de dépôt.

Le changement observé entre les séquences calloviennes essentiellement progradantes (régressives) et les séquences crétacées esentiellement rétrogradantes (transgressives) traduit une préservation différentielle au cours d'un cycle de variation du niveau de base.

Cette préservation préférentielle soit du demi-cycle régressif, soit du demi-cycle transgressif s'explique aisément par la position moyenne de la ligne de rivage au cours de ces deux époques. Au Callovien, le rivage moyen stationne en amont du secteur de Tataouine, en direction des reliefs gondwaniens du Sud (Hoggar). Au Crétacé, le rivage moyen se situe au Nord (région des Chotts ?) et le secteur de Tataouine n'est atteint qu'au maximum des transgressions.

3.5. La relation fluviatile/tidal dans les séquences de dépôt

C'est un point particulier qui mérite un développement à part. Il ne peut être abordé dans les dépôts calloviens où les séquences ne comportent pas de faciès fluviatiles. Il peut l'être en revanche dans les séquences crétacées qui en comportent.

D'une manière générale, deux conceptions s'opposent sur ce problème particulier.

Dans le modèle dit « de Vail », les dépôts fluviatiles se mettent théoriquement en place au moment du déplacement vers le large de la « bayline » (= limite amont des influences tidales dans les dépôts deltaïques, c'est-à-dire le véritable « zéro marin » en termes de faciès) au début de l'accélération de chute eustatique qui ne peut plus être compensée par la subsidence (Posamentier et al. 1989). L'accélération de la progradation qui en résulte tire en quelque vers le large le profil d'équilibre fluviatile et dégage théoriquement de l'espace disponible pour l'aggradation fluviatile dans la partie amont des deltas. Dans cette conception, la mise en place des dépôts fluviatiles s'effectue donc au cours du demi-cycle régressif.

Dans le modèle de la « stratigraphie génétique » (Cross, Homewood, Guillocheau), le demi-cycle régressif se traduit par le dépôt d'un prisme progradant vers la mer, par une surface de non dépôt à l'amont. C'est au cours du demi-cycle transgressif que de l'espace d'accomodation se dégage à l'amont et autorise le dépôt de faciès fluviatiles passant latéralement aux dépôts marins . Ces dépôts marins sont dominés par les systèmes tidaux en raison de l'espace géographique gagné par la mer sur la terre. Au contraire, le demi-cycle régressif préserve préférentiellement les faciès de houle, en raison de l'étroitesse du prisme côtier en régression. Dans cette conception, la préservation des faciès fluviatiles s'effectue au cours du demi-cycle transgressif, conception diamétralement opposée à celle du modèle « de Vail ».

Qui a raison ? Pour l'instant, c'est un problème non résolu.

Mais les affleurements crétacés qui s'étalent de la bordure du Hoggar (faciès principalement fluviatiles) jusqu'en Tunisie centrale (faciès purement marins) sont un gisement d'informations qui mériterait d'être exploité.

Pour l'heure, nous ne disposons, sur un tel transect, que des 150 km de corrrélations effectuées dans le bassin de Tataouine. Néanmoins, un certains nombre d'observations sont déjà à mettre en relief de ce point de vue particulier.

A deux reprises (fig. 9), dans le membre Boulouha au Sud de Remada, d'une part, et dans le membre Chenini d'autre part, nous pouvons observer la relation tidal/fluviatile dans la séquence de dépôt.

Dans les deux cas, la transgression est marine, de par son faciès nettement tidal. La transgression n'est pas annoncée par une quelconque aggradation fluviatile qui traduirait une augmentation de l'espace d'accomodation. Le faciès fluviatile ne vient qu'après le faciès marin de la base de la séquence et souligne bien une tendance régressive (fig. 13 B).

La séquence du membre Chenini est un peu particulière en ce sens que la progradation fluviatile cesse en fin de séquence. Une tendance timide à la transgression se manifeste avant l'émersion finale qui précède la transgression de la séquence du membre Oum ed diab, reconnaissable par son faciès basal de plage caractéristique.

En ce qui concerne l'intervalle à faciès fluviatile méandriforme de la base du membre Boulouha (fig. 9), l'interprétation reste délicate. Si la discontinuité D2 est bien une réalité, le faciès fluviatile méandriforme pourrait avoir la même signification que le fluviatile en tresses des autres séquences. Il serait régressif par rapport au faciès tidal transgressif rencontré sur l'axe de la vallée incisée de Zefrat. Son caractère transgressif vers le Nord du transect (Merbah el Asfer) ne serait qu'apparent ; il s'agirait de l'onlap fluviatile amont qui accompagne paradoxalement le déplacement de la côte vers le large dans le modèle de Vail. Conceptuellement, c'est possible mais la réponse est dans les corrélations à venir avec les séries du bassin des Chotts et de Tunisie centrale, d'une part et, d'autre part, dans l'amélioration des corrélations à la base du groupe Asfer dans le secteur le plus méridional (de Dehibet à Segdel).

3.6. Climats crétacés

Plusieurs observations montrent que le climat de la région de Tataouine a pu varier de tropical humide à tropical à saison contrastées au cours du Crétacé inférieur, avec les conséquences que cela peut avoir sur les peuplement animaux et le couvert végétal.

Le faciès fluviatile méandriforme de base de la formation Boulouha (Barrémien ?) indique un climat plutôt humide, favorable à la forêt qui réduit l'apport silico-clastique à la mer. La charge solide des fleuves est principalement silto-argileuse. L'écoulement semble permanent.

En revanche, les faciès fluviatiles en tresses indiquent un changement du régime des cours d'eau, avec des crues plus violentes, sans que les reliefs gondwaniens du vieux craton africain soient soudainement devenus plus vigoureux. Nous avons observé en ce sens des indices d'écoulements éphémères dans les chenaux en tresses albiens d'Oum ed Diab, sous la forme de galets mous de boues desséchées (galettes de « mud cracks » et « mud curls » semblables à celles observées dans les oueds actuels), reprises par les crues et mélangées aux sables.

Par ailleurs, les conglomérats de transgression des séquences remanient des blocs de dolomies qui sont peut-être des dolocrêtes crétacés formés dans les paléosols installés sur les estrans émergés de la séquence précédente (fig. 13B). Le meilleur argument en faveur de climats tropicaux contrastés est la présence de blocs de silcrêtes déchaussés par la transgression albiene (D4) dans la coupe d'Oum ed Diab.

Enfin, visibles dans la formation Boulouha à Merbah el Asfer, il existe des séquences de variation du niveau marin relatif composées uniquement de carbonates, suggérant que les apports silico-clastiques aient pu totalement cesser pendant un certain temps et que le climat ait pu évoluer temporairement vers l'aridité.

4. Excursion

4.1. Première journée

La première journée est consacrée à une prise de contact avec les séries de la Tunisie du Sud. Nous verrons deux coupes dans la partie centrale du transect Nord-Sud, l'une dans le Callovien, l'autre dans l'Albien.

Coupe de Chahbania (Callovien)

La coupe de Chahbania (fig. 14) est la coupe-type du Callovien, où la séparation entre les membres Beni Oussid et Khechem el Miit est particulièrement claire.

La base de la coupe permet de voir le faciès noduleux fossilifère particulièrement développé dans la partie centrale du transect Nord-Sud. Ce faciès héberge un niveau de sables à mégarides, déposé en régime de régression forcée. Mais ce problème particulier sera mieux expliqué le quatrième jour dans les coupes du Sud.

La base du membre Khechem el Miit comporte un cortège transgressif particulier, sous la forme d'une grande dune calcarénitique longitudinale, d'épaisseur plurimétrique, particulièrement spectaculaire (fig. 15). Sa surface supérieure est colonisée par des crinoïdes au moment où elle est inactivée par ennoyage.

On observera également la base oolithique ferrugineuse du membre Ghoumrassen.

Coupe d'Oum ed Diab (Albien)

La coupe permet d'observer dans leur totalité les deux séquences albiennes des membres Chenini et oum ed Diab, ainsi que le faciès de base de la transgression cénomanienne (fig. 16).

Les principaux faciès sont illustrés par les photos des figs 17 à 20.

Le cortège transgressif à faciès tidal de la première séquence albienne, à blocs de silcrête dans le « lag » basal et troncs échoués dans le faciès à mégarides est bien exposé sur les rives de l'Oued. Le faciès fluviatile montre des séquences de chenaux complètes. La transition avec le faciès tidal qui termine la séquence est particulièrement intéressante au plan des structures de dépôt.

La base de la deuxième séquence albienne (membre Oum ed Diab, montre son faciès de plage microconglomératique caractéristique. Le reste de la séquence est sous faciès tidal à mégarides, mal visible.

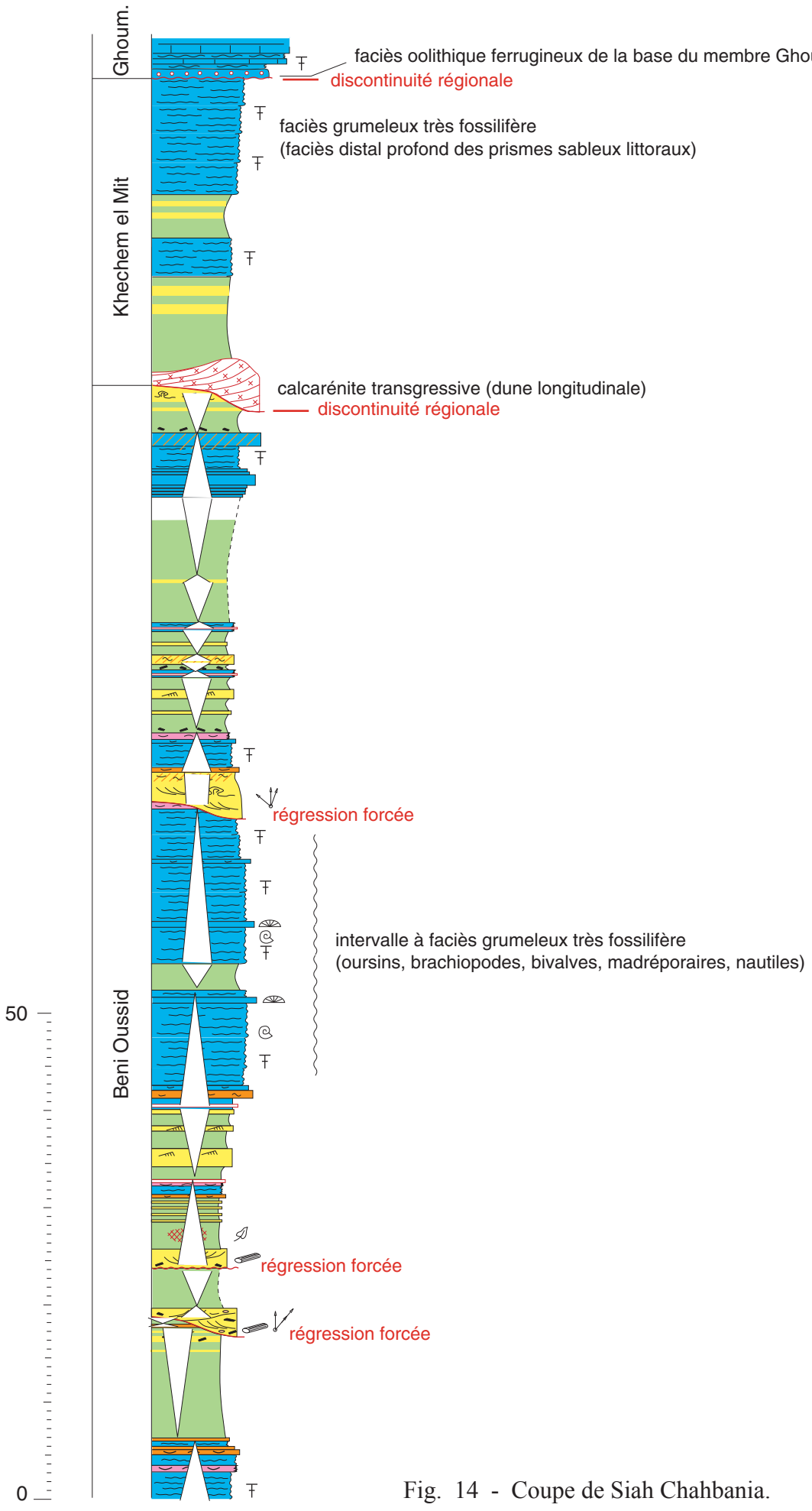
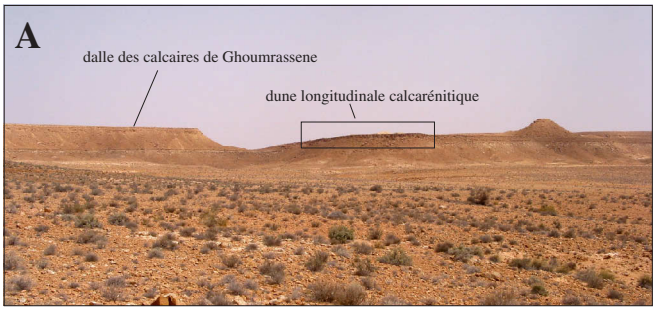
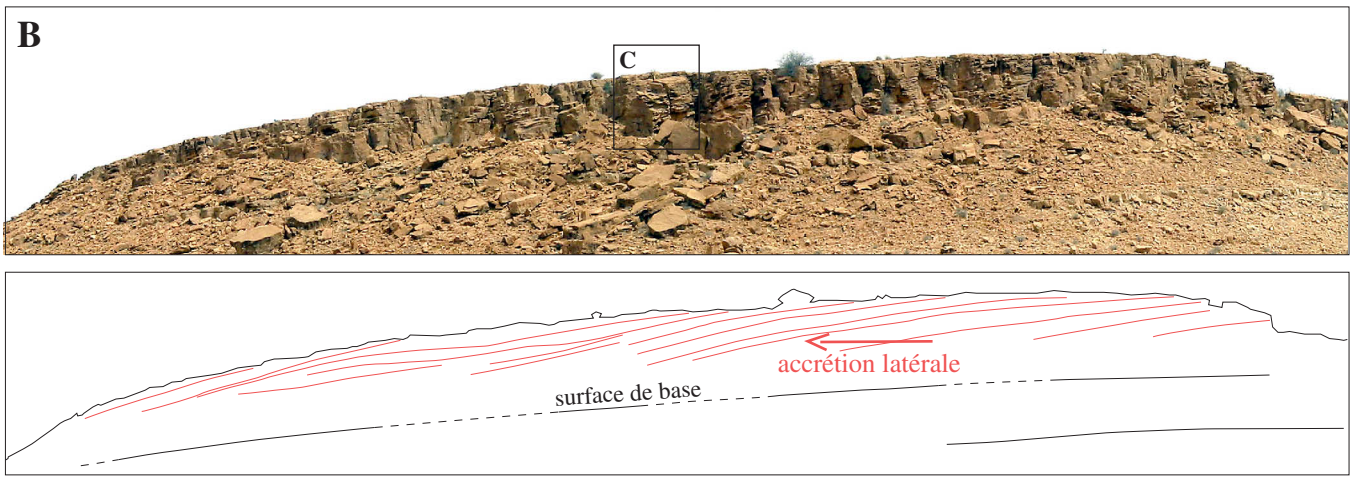


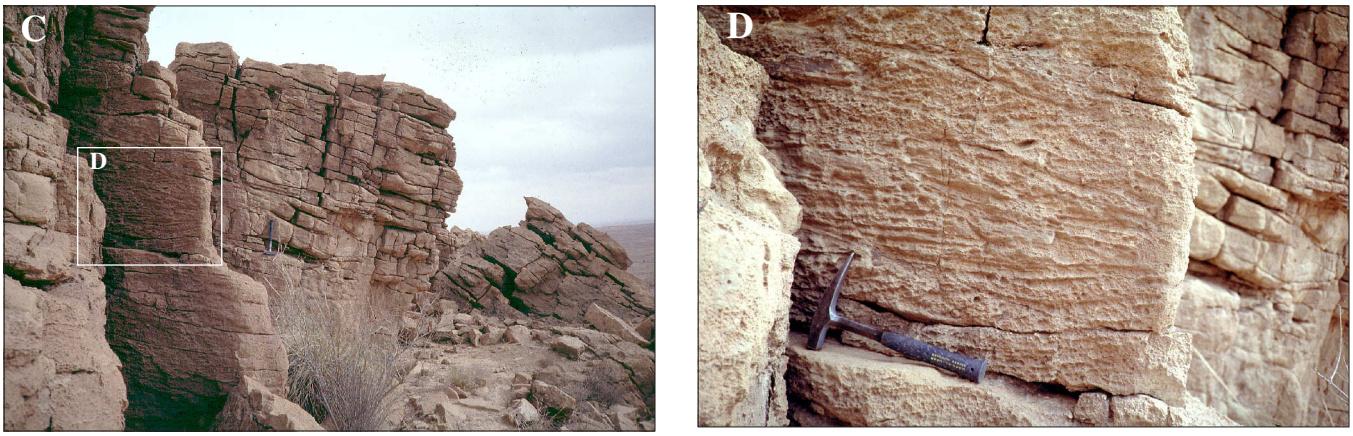
Fig. 14 - Coupe de Siah Chahbania.



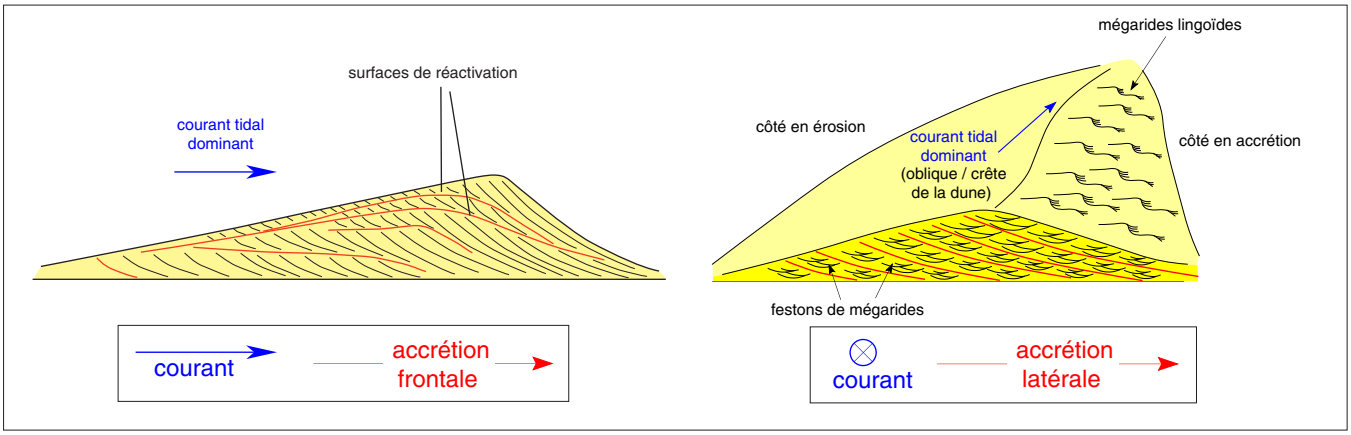
A - Vue générale du sommet de la série callovienne de Chahbania montrant la dune longitudinale calcarénitique qui constitue le cortège transgressif de la première séquence du membre Khechem el Miit.

B - Détail de la dune longitudinale montrant l'accrétion latérale.





C et D - Détails de l'accrétion latérale et des festons de mégarides (voir schémas ci-dessous).



C - Différence entre dune transverse en accrétion frontale et dune longitudinale en accrétion latérale.

Fig. 15 - Coupe de Chahbania. Allure particulière du cortège transgressif de la première séquence du membre Khechem el Miit.

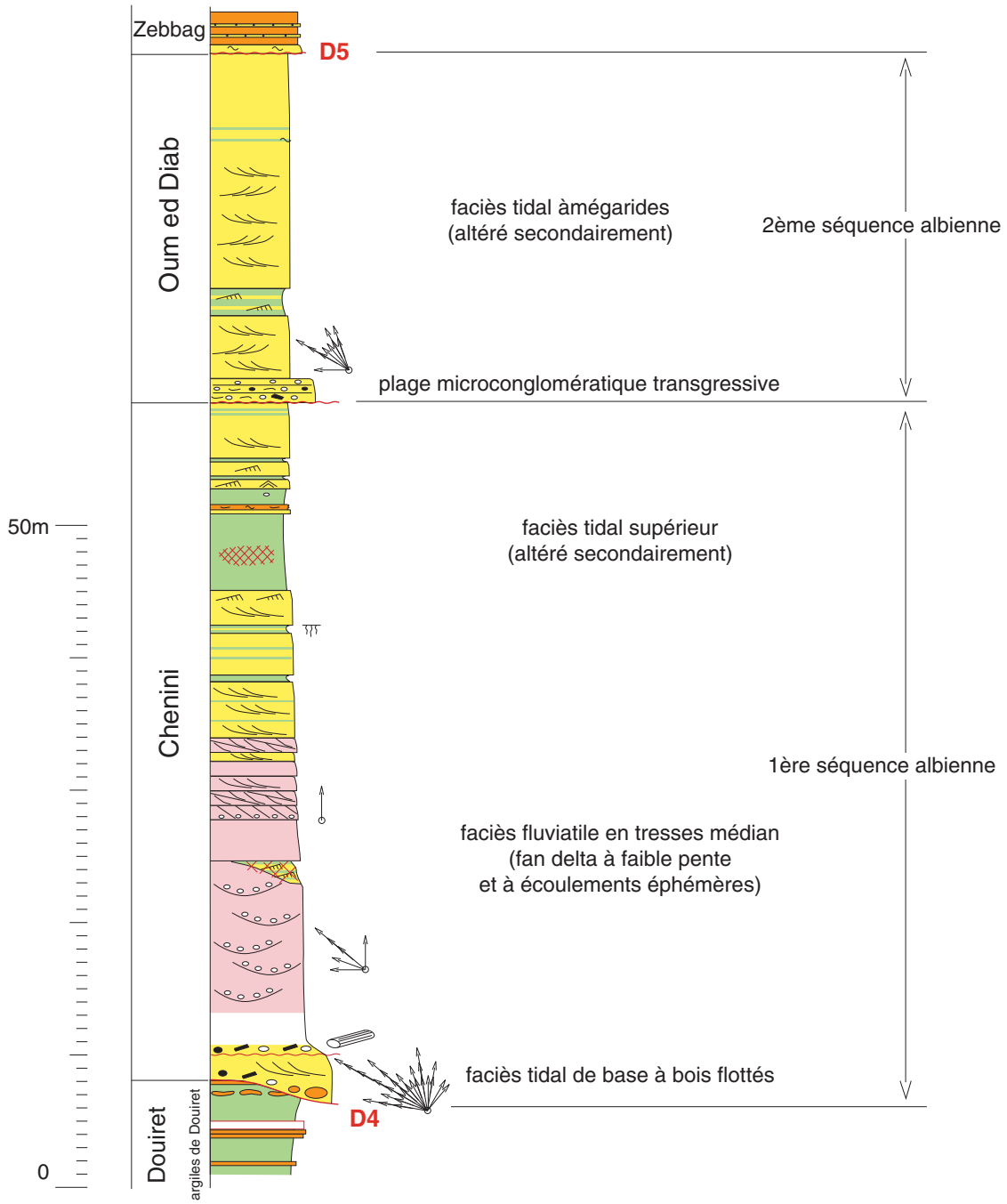
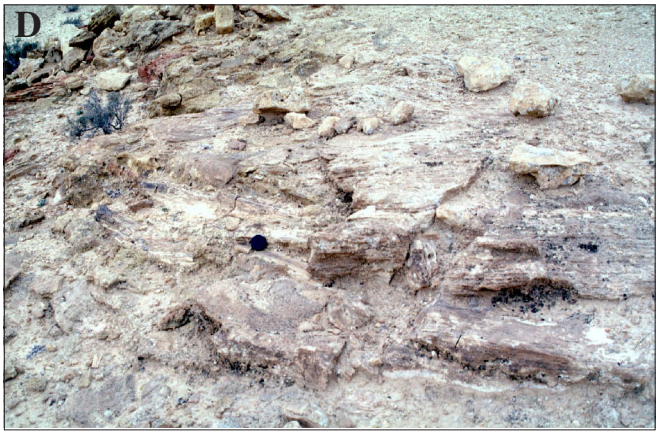


Fig. 16 - Coupe du sommet du "Continental Intercalaire" *auct.* au Jebel Oum ed Diab entre Tataouine et Remada.

A - Vue générale du Jebel Oum ed Diab montrant les remplissages de vallées incisées (faciès sombres plus indurés) de la base de la première séquence albienne (membre Chenini), à la base du talus du Gattar

B - Vue de détail des vallées incisées à faciès plus induré.

C - Faciès tidal à mégarides de la base, ici en position d'interfluve entre les vallées incisées.



D - Troncs flottés silicifiés, échoués dans le faciès intertidal à mégarides de la base.

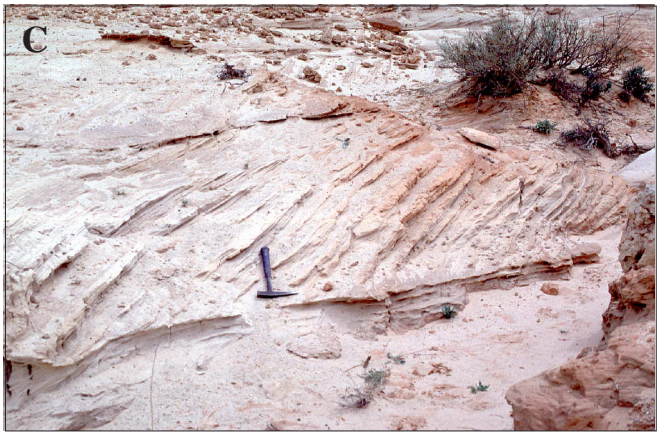
E - Vue de détail d'un des divers faciès que prend le conglomérat de base : ici, en position d'interfluve, il est très mal classé et englobe des galets dolomitiques et des blocs de silcrêtes (SIL) anguleux non roulés.

F - Vue de détail des graviers quartzitiques plus ou moins roulés du conglomérat de base lorsqu'il prend un faciès de plage (carreaux du carnet = 5mm).

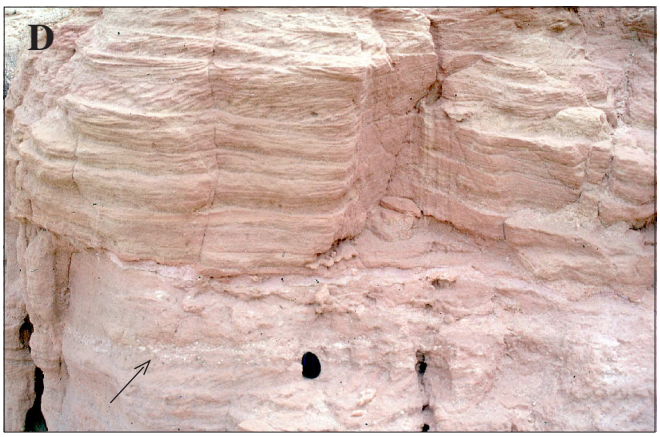
Fig. 17 - Coupe d'Oum ed Diab. Première séquence albienne (membre Chenini). Faciès de la base.

A - Vue générale des sables fluviatiles de la première séquence albienne.

B - Détail d'un remplissage de chenal, avec grandes mégarides en base, structures de plus petite taille au sommet en fin de remplissage.

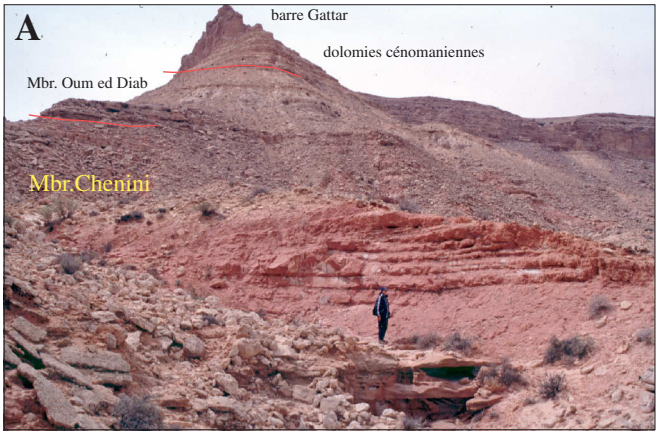


C - Barre fluviatile transverse à stratification oblique angulaire.



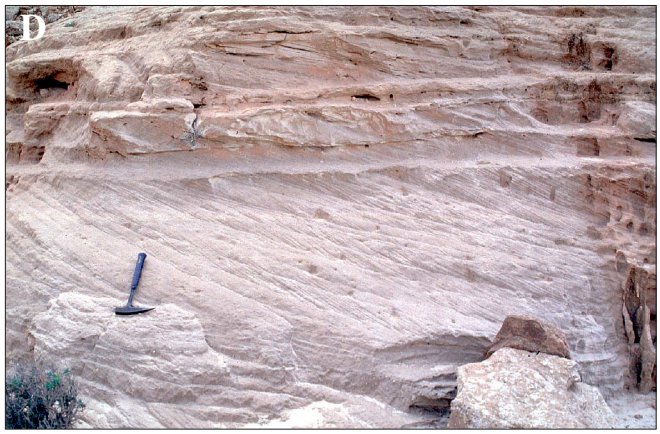
D - Détail du sommet du remplissage de chenal de la photo B montrant les galets mous argileux de remaniement des boues d'étiage asséchées et indurées (indice d'écoulements éphémères).

Fig. 18 - Coupe d'Oum ed Diab. Faciès fluviatile de la première séquence albienne.



A - Vue générale du sommet de la première séquence albienne (Mbr. Chenini) caractérisé par un retour à un faciès tidal (alternances argiles-grès). La couleur rouge est secondaire.

B - Vue de détail du faciès des grès tidaux à mégarides de la moitié supérieure du membre Chenini. Noter les drapages argileux gris caractéristiques dans la progradation des mégarides..



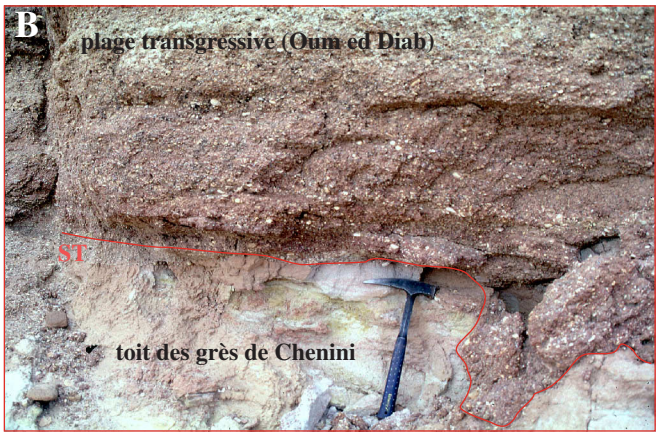
C et D - Exemples de barres tidales de type IV (Allen 1980) engendrées lorsque le courant subordonné est suffisamment fort pour rectifier profondément la mégaride du courant dominant. En C, noter les drapages argileux (au niveau du marteau) dans la mégaride tronquée par la barre de type 4 et qui confirment le milieu de dépôt tidal.

E - Barre complexe à la transition fluviatile/tidal dans la séquence.

Fig. 19 - Coupe d'Oum ed Diab. Partie supérieure à faciès tidal de la première séquence albienne (membre Chenini).

A - Microconglomérat à faciès de plage de la base du Membre (= base de la deuxième séquence albienne). Il repose en transgression sur les grès à mégarides tidales du sommet du Membre Chenini. Noter la stratification planaire latéralement continue du faciès de plage.

B - Détail du contact basal de la plage transgressive d'Oum ed Diab sur les grès de Chenini (ST = surface de transgression).



B - Détail du microconglomérat montrant le mélange de graviers dolomitiques, quartzeux, etc. et de fragments d'os (dents et vertèbres de poissons et de reptiles).

Fig. 20 - Coupe d'Oum ed Diab. Faciès du Membre Oum ed Diab.

4.2. Deuxième journée

La journée est consacrée dans un premier temps à la coupe-type de Merbah el Asfer (fig. 21) et, dans un deuxième temps, à l'amincissement de la série vers le Nord, principalement par troncature anté-albienne. On ne pourra pas voir toute la coupe, faute de temps, parce que celle-ci s'étale sur une longue distance et oblige à des trajets de contournements longs.

Une première étape concerne la discontinuité D1 avec la vallée incisée du col de Recifa ainsi que les variations latérales d'induration des sables qui la surmontent et qui compliquent le repérage de la discontinuité D1 sur le terrain (fig. 22).

Une seconde étape concerne l'intervalle à faciès fluviatile méandriforme de la base de la formation Boulouha (fig. 23 et 24).

Une troisième étape concerne les séquences purement carbonatées peu épaisses rencontrées dans les dolomies qui surmontent l'intervalle à faciès méandriforme (fig. 25). Elles indiquent des fluctuations du niveau marin relatif qui ne s'accompagnent pas d'arrivées détritiques, pouvant indiquer une période de climat globalement plus aride. L'absence d'apports sableux n'est pas une question de minceur de la séquence ; il existe de très nombreuses séquences très minces dans le membre Douiret, notamment au passage des sables aux argiles lagunaires vertes, faites de sables et d'argiles.

La coupe de Bir el Karma (fig. 26), plus au Nord, permet notamment de voir la troncature d'érosion intra-Boulouha (fig. 27).

Le panorama du col de Bir Miteur (fig. 28 A) permet de voir la disparition de la formation Douiret et l'amincissement de la formation Boulouha par troncature d'érosion anté-albienne (fig. 9).

Enfin, la coupe de Ksar Kherachfa (fig. 29) permet de voir quelques faciès intéressants (fig. 28 C à E) du membre Chenini dans la vallée incisée nord où, contrairement à ce qui existe dans le Sud (fig. 9), il n'y a nulle part de faciès fluviatiles à proprement parler dans la séquence, en dépit de la granulométrie très grossière des sables. Tout l'apport fluviatile est repris par la dynamique tidale. Les directions de reversion des courants mesurées dans le secteur de Ksar Kherachfa et d'Oued el Khil le démontrent (fig 10).

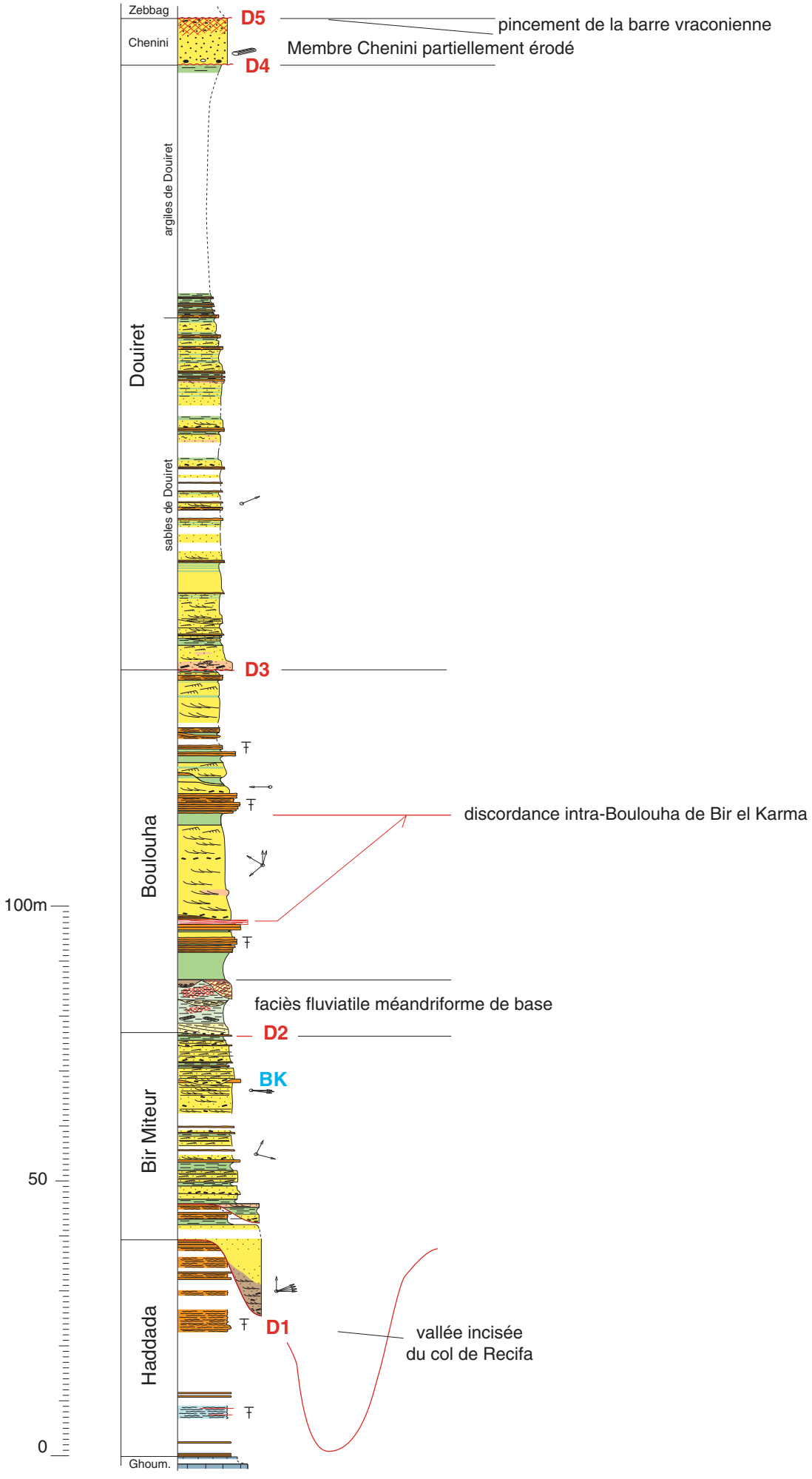
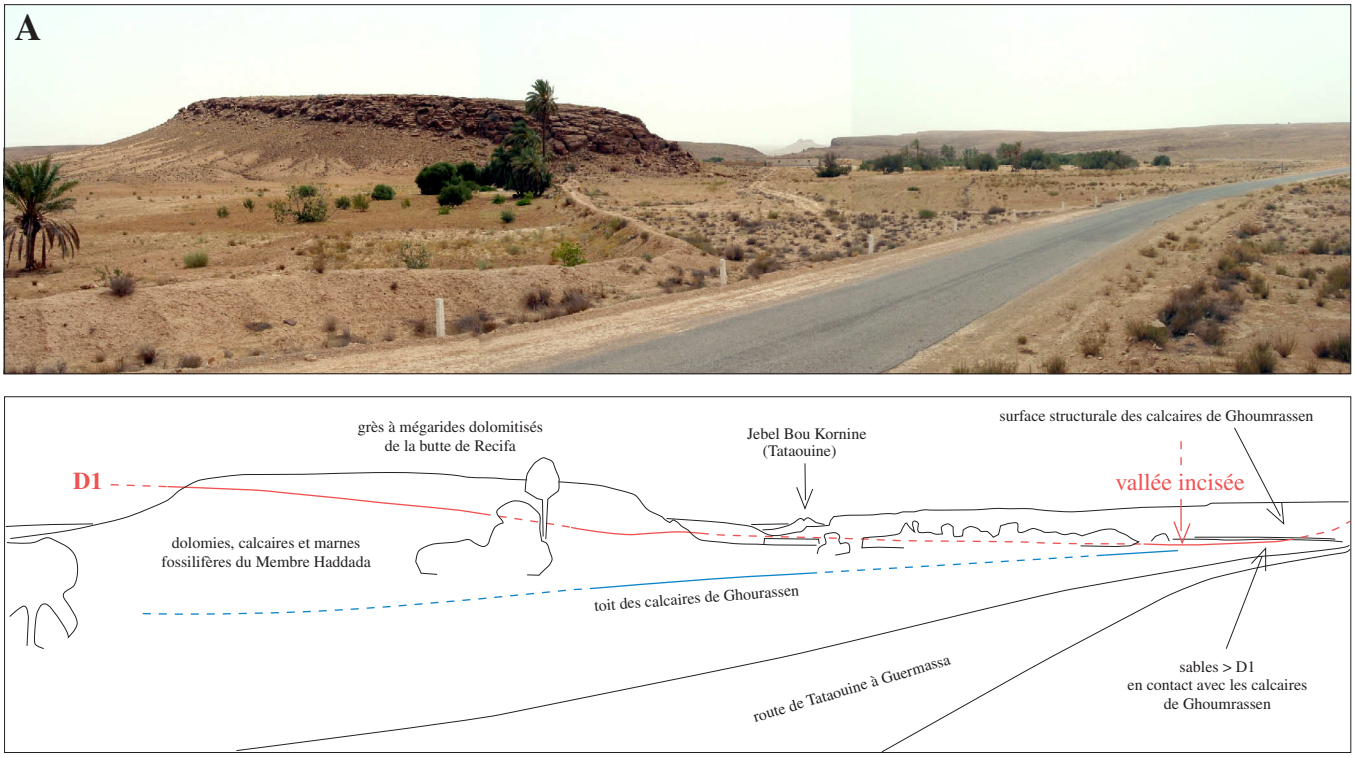
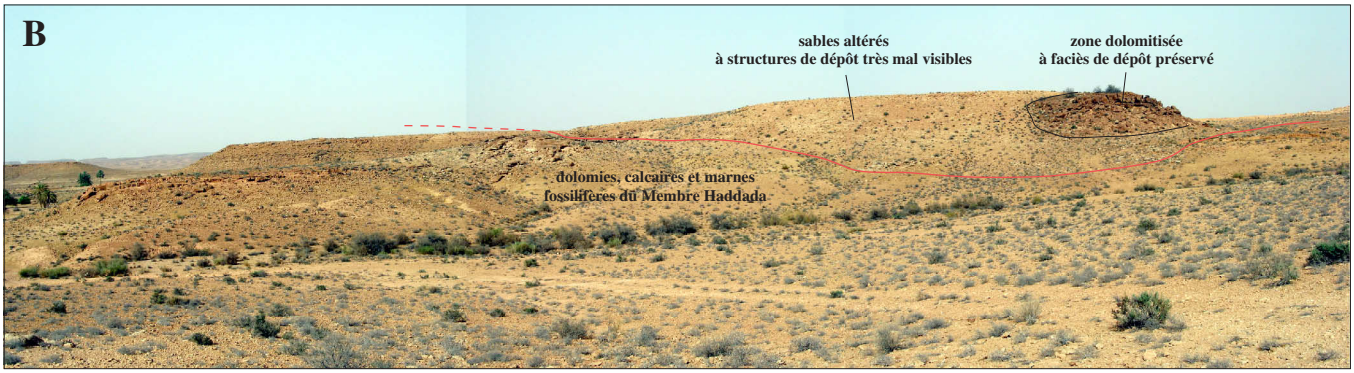


Fig. 21 - Coupe du "Continental Intercalaire" *auct.* dans la localité-type du groupe Asfer à Merbah el Asfer.



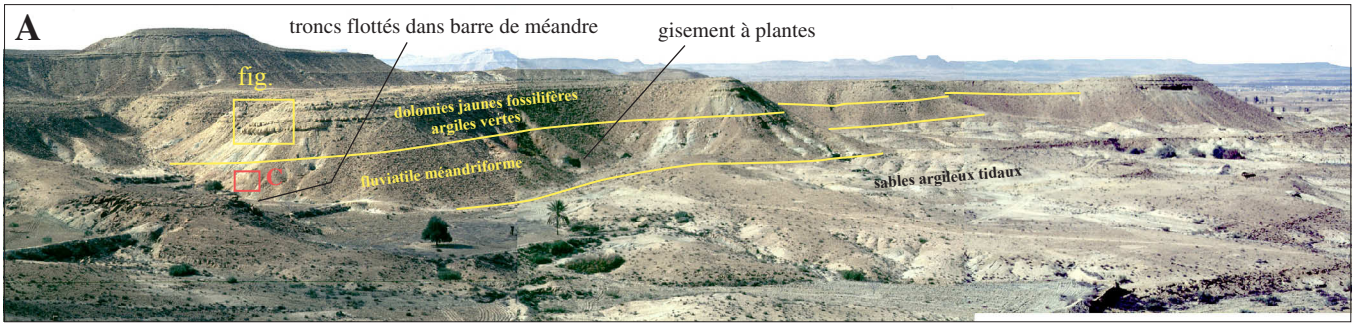
A - La discontinuité D1 au col de Recifa près Tataouine.



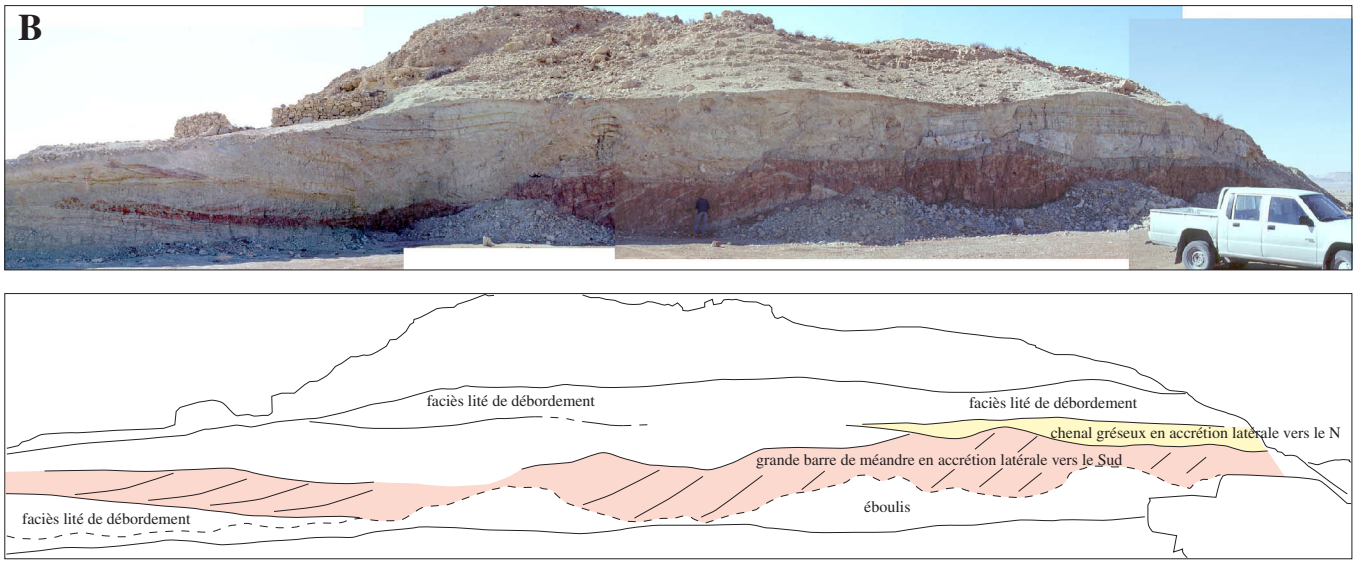
B - La discontinuité D1, environ 2 km au Sud-Ouest du col de Recifa (coupe de Merbah el Asfer).
Noter l'induration partielle (dolomitisation) des sables > D1 qui rend difficile le repérage de la discontinuité basale.

C - Faciès à mégarides tidales en sets réguliers
dans la partie indurée de la photo B.

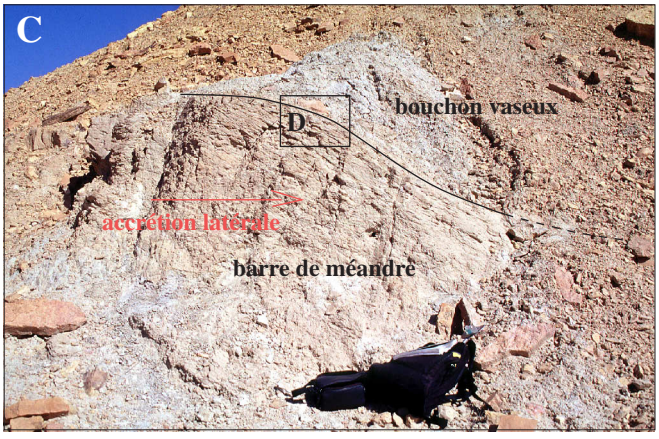
Fig. 22 - Coupe de Merbah el Asfer. Discontinuité D1.



A - Panorama montrant l'intervalle à faciès fluviatile méandriforme à la base de la formation Boulouha.



B - Géométrie complexe (emboitements) du faciès méandriforme près de la route de Chenini dans la coupe de Merbah. Les couleurs bariolées sont secondaires et ne correspondent pas toujours aux limites des corps sédimentaires.



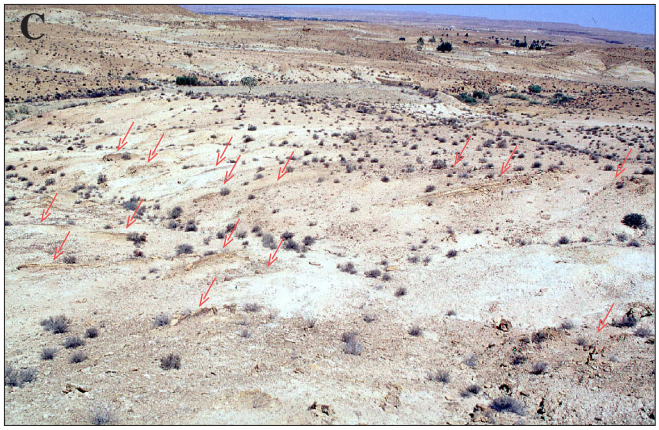
C - Barre de méandre en accrétion latérale et bouchon vaseux de fin d'accrétion (abandon du méandre).

D - Relevé des directions de courants dans les petites rides sur la face d'accrétion de la barre de méandre ci-contre. Le sens moyen est vers le Nord-Ouest. L'absence de réversion peut indiquer une rivière méandriforme non influencée par la marée (affleurement situé en amont de la "bayline").

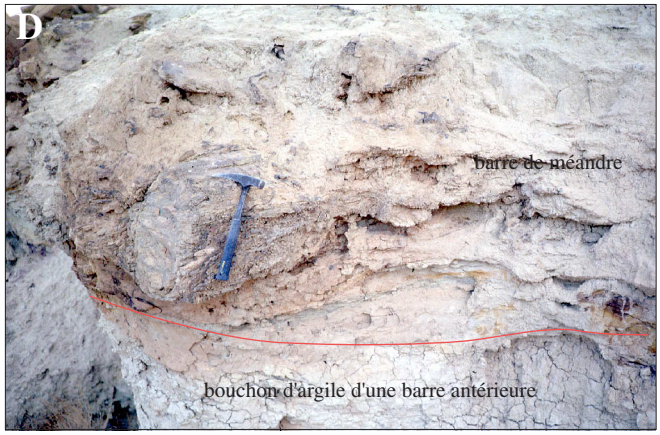
Fig. 23 - Coupe de Merbah el Asfer. Intervalle à faciès fluviatile méandriforme à la base de la formation Boulouha.

A - Vue de détail du faciès "flaser" à petites rides des barres de méandres de Merbah. La pente vers la gauche est la pente d'accrétion latérale. La fréquence des drapages argileux pourrait, même en l'absence de réversion des sens de courant, indiquer une influence tidale dans le fleuve.

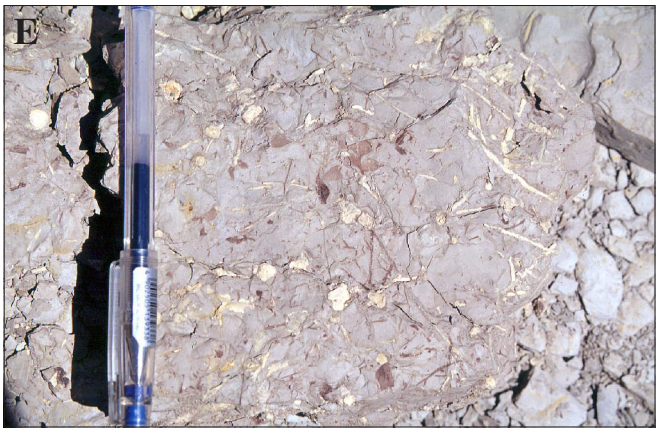
B - Sommet de l'intervalle à faciès méandriforme. Chenal à remplissage caillouteux dolomitique, aux galets peu ou non roulés. Ce chenal est singulier au toit du faciès méandriforme, sous les argiles vertes qui scellent habituellement cet intervalle.



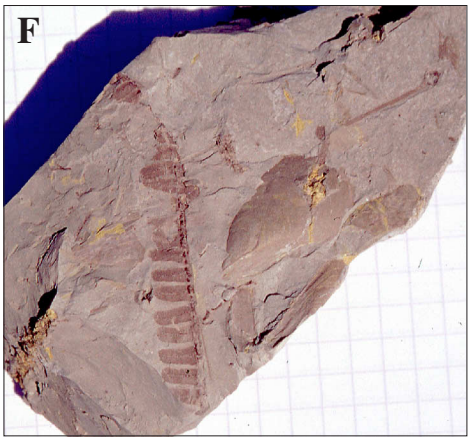
C - Nombreux troncs échoués sur la pente d'accrétion des barres de méandres. Noter l'orientation parallèle des troncs dans le sens du courant. L'abondance des troncs dans un faciès aussi fin indique qu'ils étaient probablement déchaussés par l'évolution des méandres (éboulement des berges) plutôt que longuement transportés .



D - Détail d'un tronc échoué en pied de barre de méandre.



E - Argiles à plantes (traces mauves) et traces de racines (traces jaunes) dans un bouchon d'argile de barre de méandre. La vue est parallèle à la stratification, montrant les racines principales en section et les racines secondaires dans le plan de stratification. Il s'agit d'un sol temporaire dans un méandre abandonné provisoirement asséché.



F - Empreinte de fougère (*Piazopteris robusta*), plante probablement pionnière colonisant les barres de méandres, associée à des moules de bivalves.

Fig. 24 - Coupe de Merbah el Asfer. Intervalle à faciès fluviatile méandriforme (suite).

A- Vue générale des dolomies jaunes situées au-dessus de l'intervalle à faciès méandriforme. Il s'agit d'une alternance de dolomies laminées (stromatolitiques ?), émersives (faciès de sebkha) et de dolomies bioturbées fossilifères (nautiles flottés, bivalves, etc.) plus franchement marines. Cette alternance indique l'existence dans la formation de séquences de dépôt purement carbonatées, sans apports sableux, au contraire des séquences d'estran sous- et sus-jacentes.

B- Aspect de détail du faciès dolomitique bioturbé.

C- Aspect de détail du faciès dolomitique laminé.

D- Toit d'un banc dolomitique laminé de la formation Boulouha montrant une structure polygonale qui évoque les structures de dessiccation en tepee.

Fig. 25 - Coupe de Merbah el Asfer. Séquences dans les dolomies de la formation Boulouha.

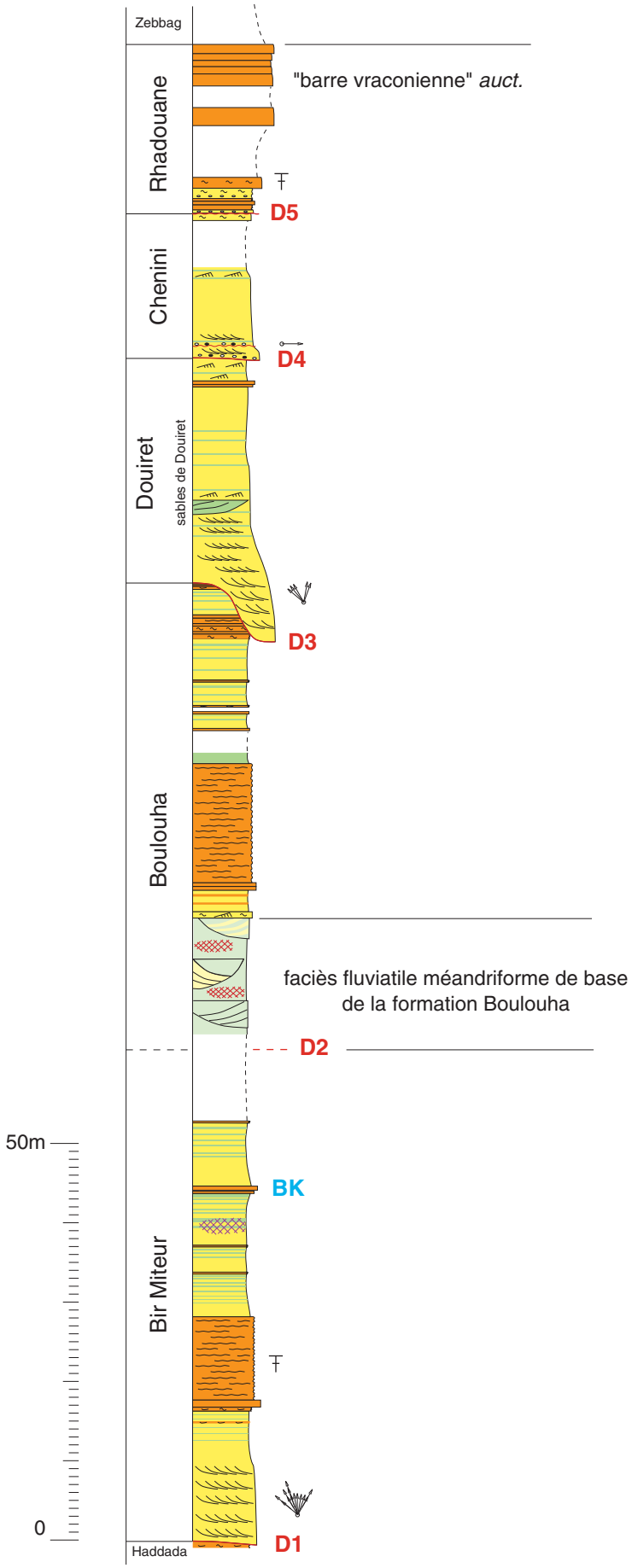
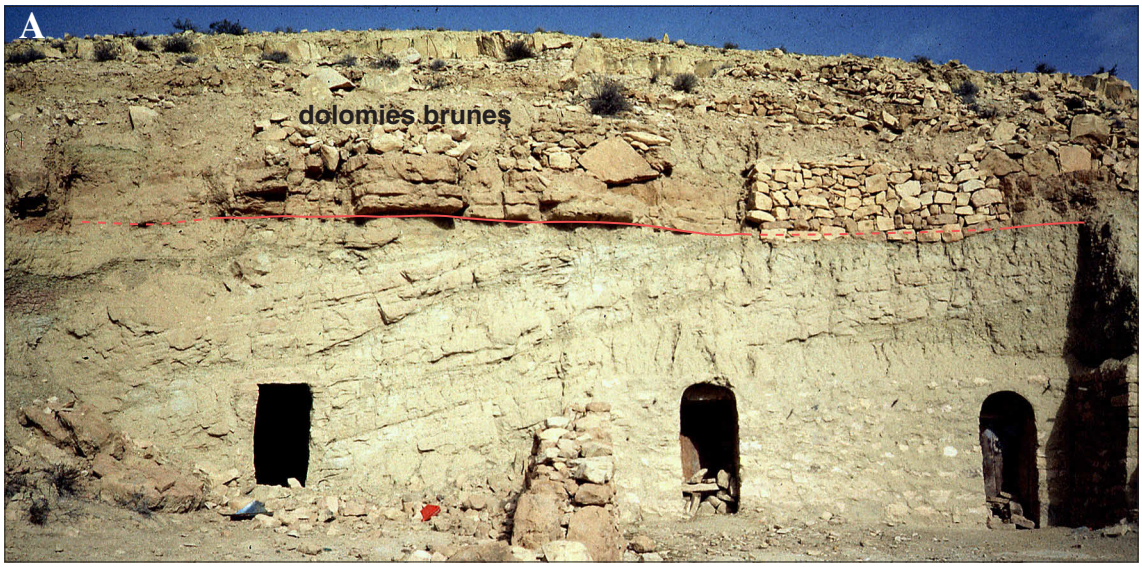
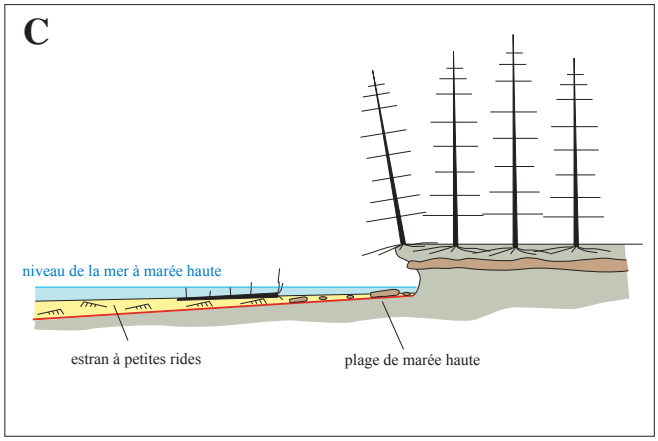


Fig. 26 - Coupe du "Continental Intercalaire" *auct.* à Bir el Karma.



A - Discordance intra-Boulouha expliquant la disparition des premières séquences sableuses de la formation vers le Nord.

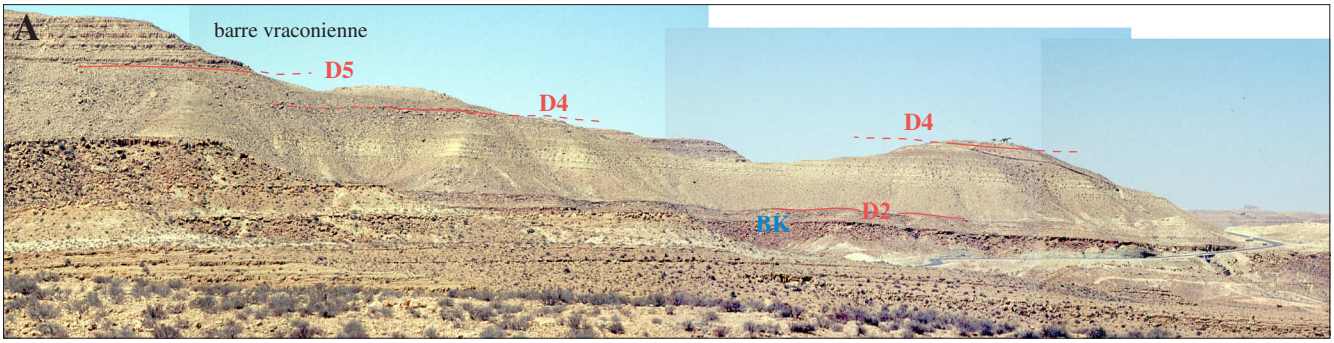
B - Blocs de dolomie claire emballés dans les grès de base (dolomitisés) de la formation Douiret (Discontinuité D3).



B - Schéma expliquant la genèse des "lags" à gros pavés dolomitiques, restes de bois et de vertébrés sur la plage de marée haute des estrans transgressifs.

D - Vue de détail des grès de base , transformés secondairement en dolomie gréseuse brune. Le faciès initial est un grès de plage à lamination plane.

Fig. 27 - Coupe de Bir el Karma. Faciès de dépôt.



A - Vue panoramique du col de Bir Miteur montrant la réduction d'épaisseur de la série par la troncature albienne (discontinuité D4). (BK , barre kimmeridgienne, D2, ...D5, discontinuités régionales majeures)

B - Chenal (vallée incisée) à remplissage gréseux coquillier en accrétion latérale, à la base de la barre vraconienne.

C - Conglomérat à ossements et bois flottés (faciès de plage à stratification plane) à la base des grès de Chenini à Ksar Kherachfa.

D - Surface montrant le détail du niveau à ossements et bois flottés.

E - Gros blocs dolomitiques emballés dans la base des grès de Chenini sous le niveau à ossements et bois flottés.

Fig. 28 - Amincissement de la série au Nord de Bir Miteur et faciès de la base des grès de Chenini à Ksar Kherachfa.

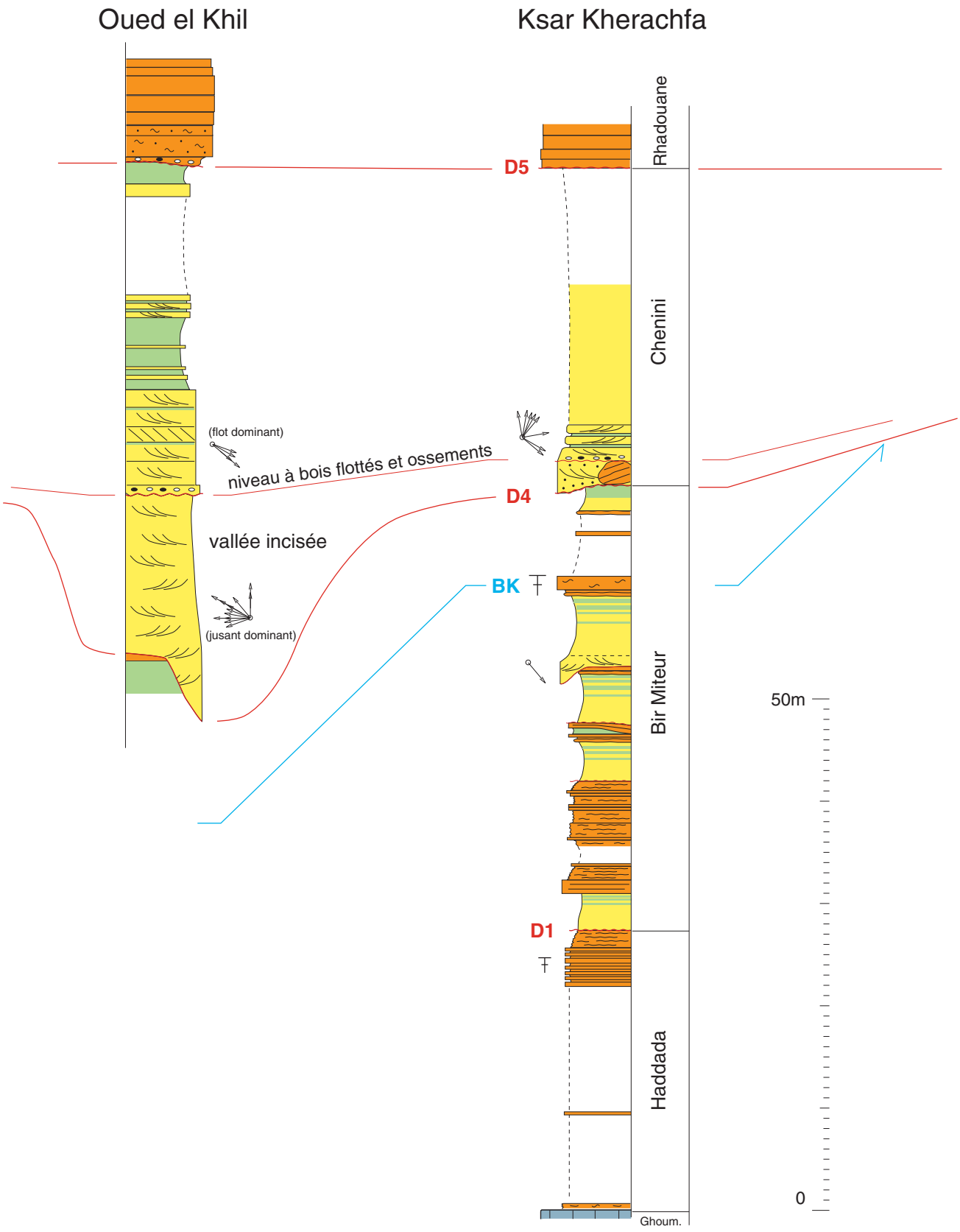


Fig. 29 - Coupe du "Continental Intercalaire" *auct.* d'épaisseur réduite par érosion anté-albienne, dans le secteur de Ksar Kherachfa.

4.3. Quatrième journée

La journée est une journée thématique consacrée au phénomène de régression forcée enregistré dans les séquences progradantes calloviennes. Le plus bel exemple est dans la première séquence du Membre Khechem el Miit, dans l'extrême Sud, où cette séquence est particulièrement épaisse et bien observable.

Deux coupes seleument seront vues, en raison des trajets d'approche assez longs.

La première est celle de Gaaret Mekmen dans l'oued Zefrat (fig. 30). On pourra la lever depuis la base afin d'observer les concentrations de bois flottés sur les surfaces basales de progradation des séquences du membre Beni Oussid.

La succession régressive des faciès à dominance de houle dans la première séquence du membre Khechem el Miit est particulièrement démonstrative (fig. 31).

La seconde coupe est celle d'Oum Souigh, un peu plus au Nord (fig. 30). Elle est levée en deux tronçons dans des ravins différents qui permettent de voir l'un le sommet du membre Beni Oussid, l'autre le membre Khechem el Miit.

La succession tronquée des faciès régressifs de la première séquence du membre Khechem el Miit est illustrée sur la figure 32. A comparer avec la succession de Gaaret Mekmen.

L'extraction de cette séquence (fig. 33) du transect N-S (fig. 8) permet de restituer le profil de dépôt et de montrer plus clairement que la régression forcée enregistrée à Oum Souigh est plutôt un phénomène local dû au jeu synsédimentaire de la faille de Briga qui réglait le différentiel de subsidence/uplift.

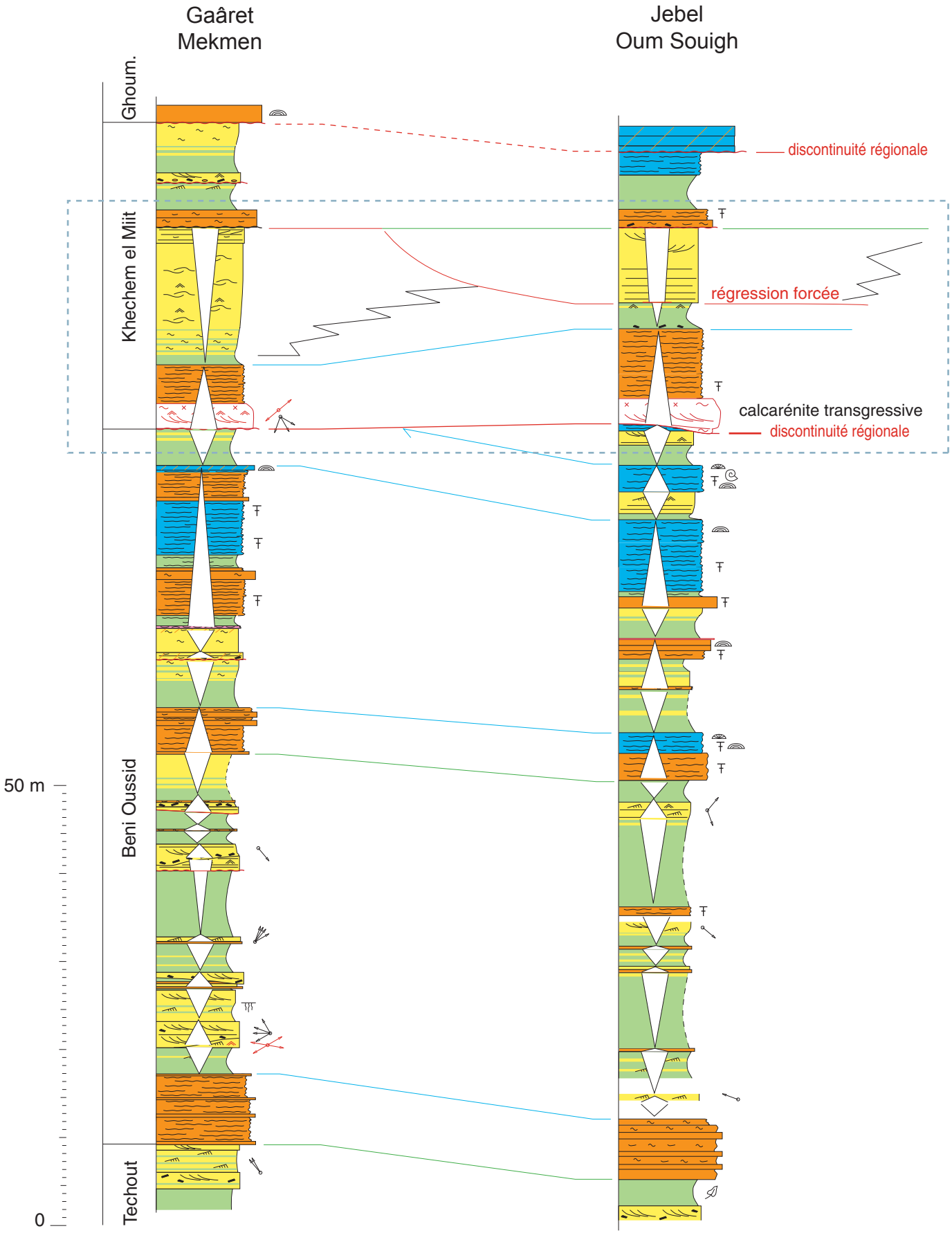
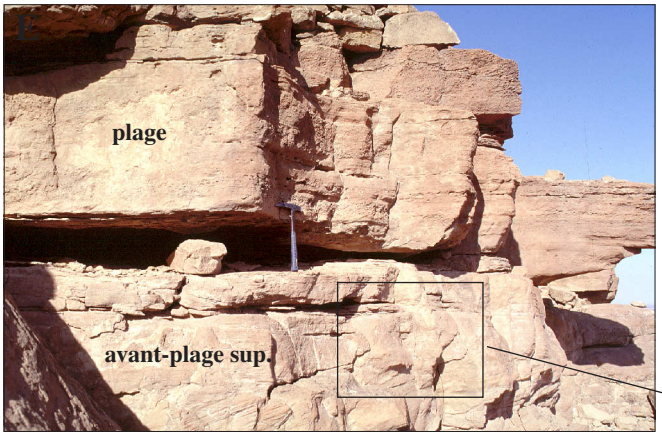


Fig. 30 - Phénomène de régression forcée enregistré dans la première séquence progradante du membre Khechem el Miit à l'extrême Sud de la Tunisie.

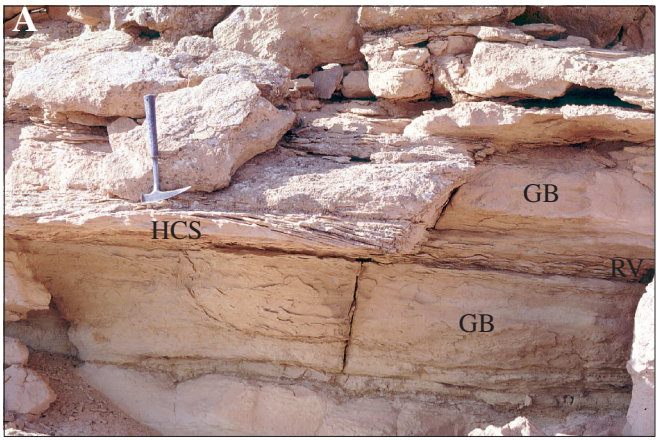


E - Sommet de la séquence de progradation : passage du faciès d'avant-plage supérieure (voir photo D) au faciès de plage proprement dit, ici plutôt un faciès d'estran à dominance de houle, lamination planaire et rides de clapot de marée haute en alternance.

D - Détail du faciès d'avant-plage supérieure, à HCS en accrétion latérale intercalé dans la lamination planaire ou entrecroisée à angle faible.

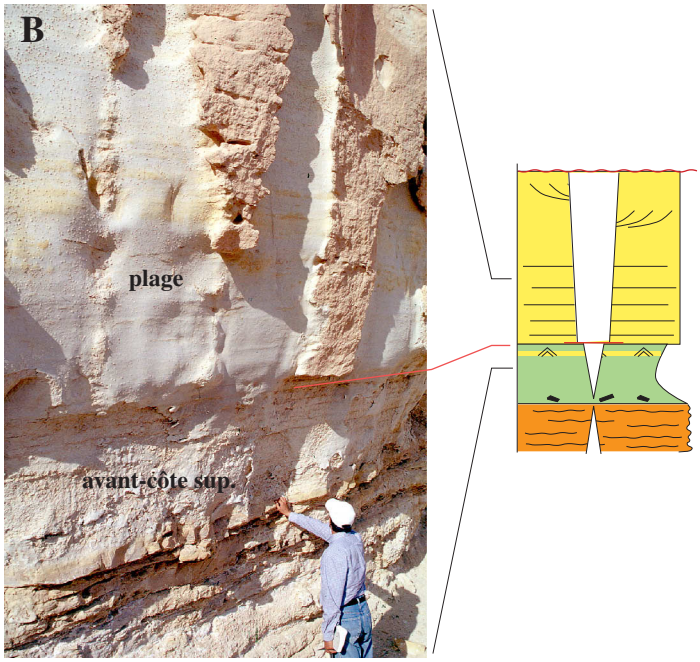
C - Faciès d'avant-plage à HCS en accrétion latérale (c.à d. mégarides de houle) emboités par l'intermédiaire de surfaces de réactivation.

B - Faciès d'avant-côte à HCS en accrétion verticale, à emboitement (amalgame) faible.

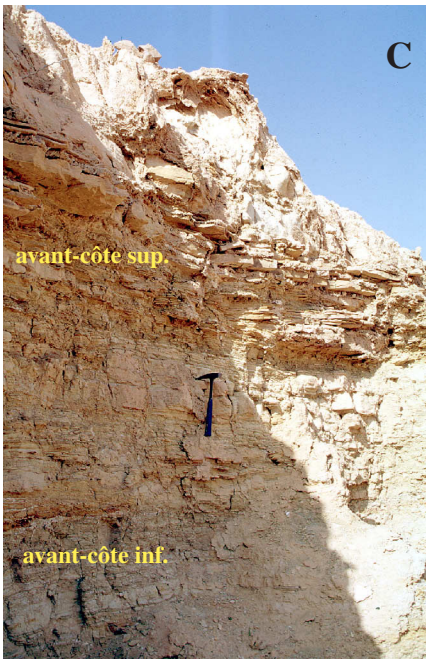


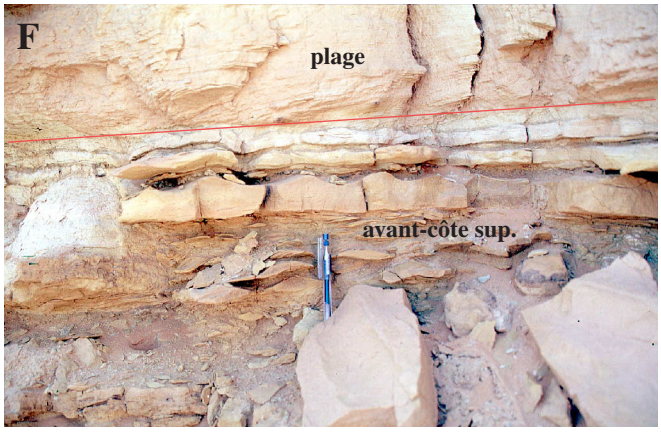
A - Faciès d'avant-côte à HCS en accrétion verticale intercalés dans des grès bioturbés (GB) à rides de vagues (RV).

Fig. 31 - Coupe de Gaaret Mekmen. Faciès de la première séquence (régulièrement progradante) du membre Khechem el Miit.



A - Vue générale du sommet de la coupe d'Oum Souigh.
B - Détail montrant le contact direct du faciès de plage sur le faciès d'avant-côte. Le faciès d'avant-plage, visible dans la coupe de Gaaret Mekmen, est ici court-circuité, indiquant un *downwardshift* de faciès, c.à d. une régression forcée.





C - Vue de la base de la séquence progradante, non visible sur la photo A, montrant le passage des argiles d'avant-côte inférieure aux faciès argilo-gréseux à couches de tempête et rides de vagues de l'avant-côte supérieure.
D - Détail du faciès à rides de vagues.
E - Détail d'une couche de tempête à structure interne d'HCS, à toit remodelé par les vagues de fin de tempête.
F - Détail du contact brutal entre le faciès d'avant-côte et le faciès de plage à lamination planaire (cf. photo B).

Fig. 32 - Evidence faciologique de régression forcée dans la séquence progradante callovienne d'Oum Souigh.

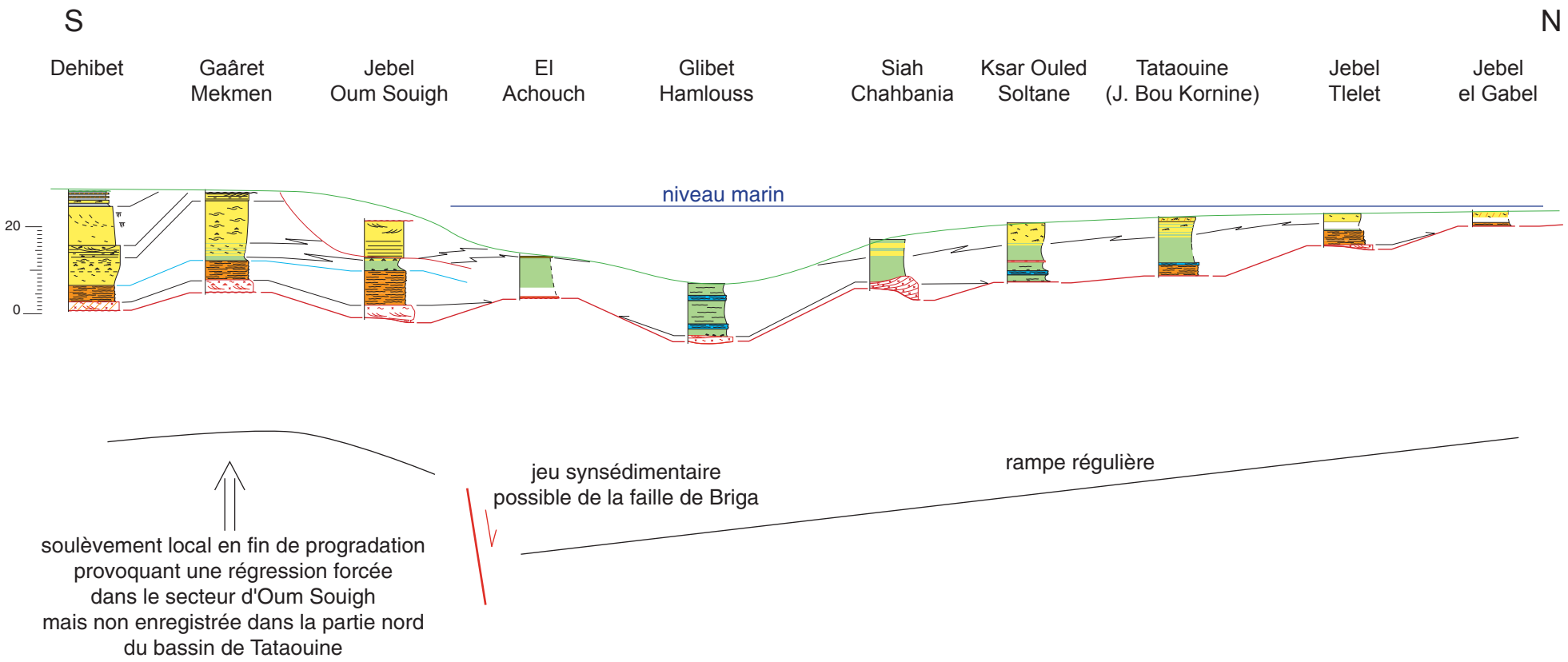


Fig. 33 - Profil de dépôt N-S au moment de la mise en place de la première séquence callovienne du membre Khechem el Miit.

4.4. Cinquième journée

La cinqième journée est consacrée principalement à la coupe de l'oued Zefrat (fig. 34) qui prolonge celle de Gaaret Mekmen et qui permet de voir l'évolution de la série du groupe Asfer vers le Sud.

Une première étape concerne l'emboitement des vallées incisées associées aux discontinuités D1 et D2 .

La seconde étape permet de voir des structures de dépôt particulièrement belles dans la partie sableuse basale de la formation Douiret, au-dessus de la discontinuité D3 (fig. 35 à 38).

S'il reste du temps disponible sur la route du retour à Tataouine, nous nous arrêterons un peu au Sud de Remada (Jebel Segdel, fig. 39) pour observer la séquence de la formation Boulouha qui comporte un faciès fluviatile en tresses au-dessus des sables tidaux transgressifs. Il sera ainsi possible de comparer avec la séquence albienne d'Oum ed diab et de comparer les facies respectifs du tidal transgressif et du fluviatile en tresses.

Le faciès fluviatile en tresses correspond à un fan delta surbaissé (c'est à dire un cône alluvial qui aboutit directement dans la mer). Il était probablement végétalisé dans les zones d'abandon (structures de racines ou pédotubules).

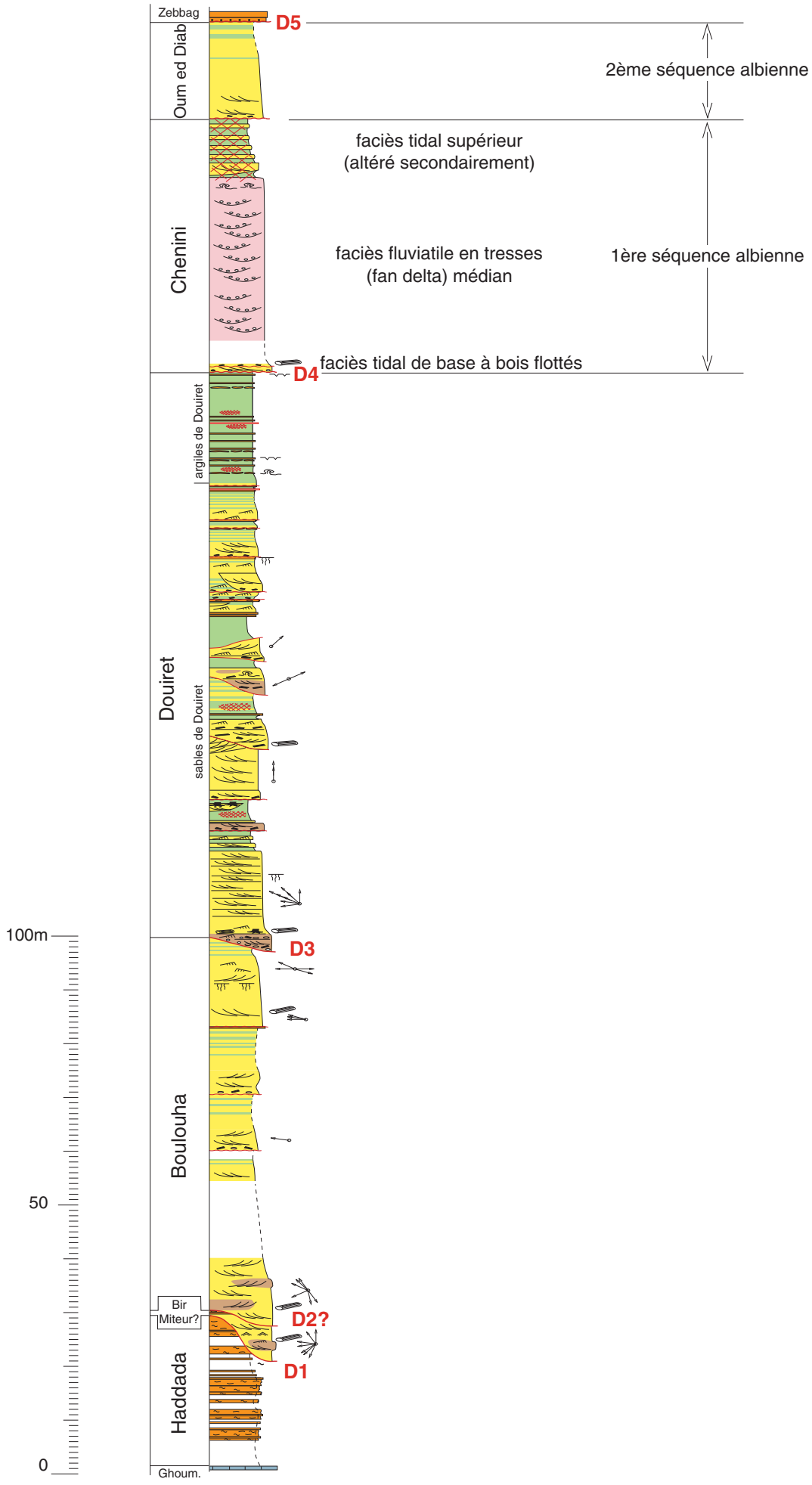
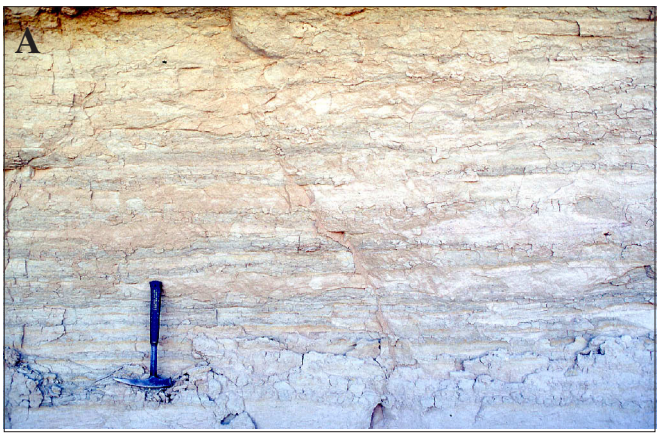


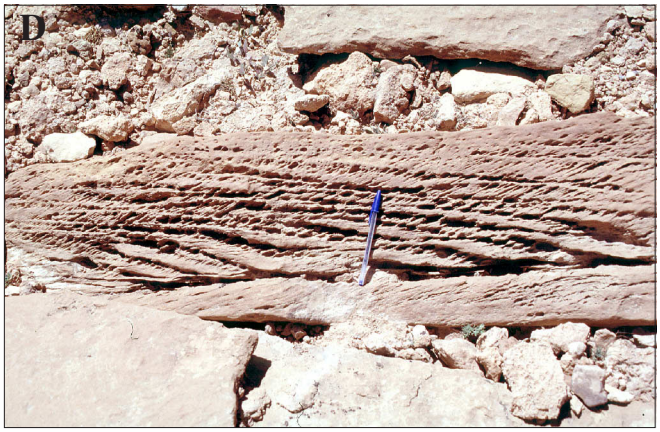
Fig. 34 - Coupe du "Continental Intercalaire" *auct.* de l'Oued Zefrat dans l'extrême Sud de la Tunisie.



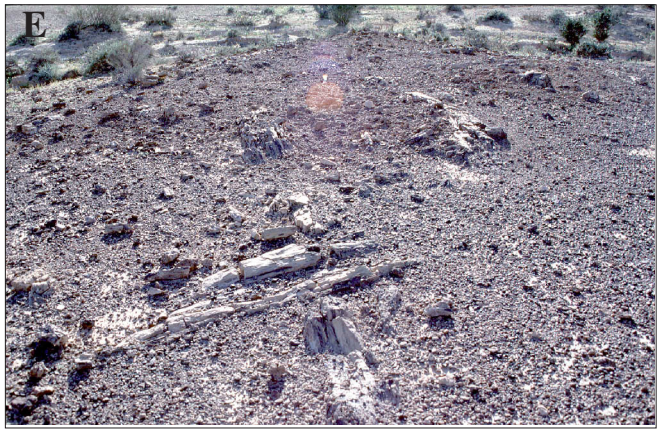
A - Faciès sablo-argileux ("flaser") du toit de la formation Boulouha, immédiatement sous la discontinuité D3.

B - Faciès d'estran à rides et petites mégarides des grès de base de la formation Douiret, immédiatement au-dessus de la discontinuité D3.

C - Granulométrie assez grossière des graviers de quartz sur la surface de transgression D3.



D - Rides grimpantes dans le faciès de platier tidal.

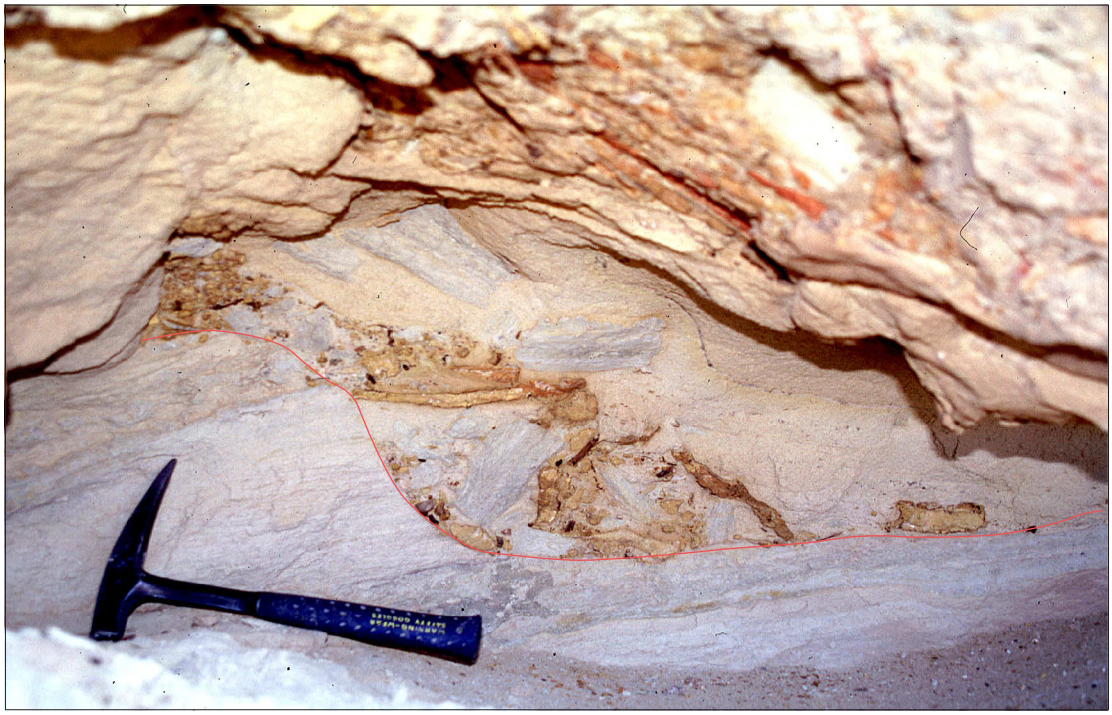


A - Troncs échoués dans le faciès de platier tidal sus-jacent à la discontinuité D3.

Fig. 35 - Coupe de l'Oued Zefrat. Grès de base de la formation Douiret.

D - Base ravinante de séquence dans la partie médiane des sables de Douiret.

E - Détail du contact montrant le "lag" à ossements et blocs de dolomie remaniée.



C - Détail du contact, ici fortement chenalisant, à blocs éboulés du faciès "flaser" du toit dela séquence sous-jacente.

D - Base de séquence dolomitisée au toit des sables de Douiret. Faciès "flaser" au toit de la séquence sous-jacente.

Fig. 36 - Coupe de l'Oued Zefrat. Séquences dans les sables de Douiret.

A - Manchons de racines dans le faciès de platier tidal. Vue générale montrant la densité de la végétation.

B - Détail des manchons vus-de dessus.

C - Vue latérale montrant que les manchons recoupent des sets successifs de mégarides tangentielles. Ils sont donc postérieurs et correspondent à l'installation d'une végétation de type "mangrove" (Ptéridophytes) sur le platier tidal émergé.

D - Pédotubules en plusieurs niveaux (plusieurs stades de colonisation végétale du platier tidal).

E - Traces de racines de type "mangrove" dans les dolomies des argiles Douiret.

Fig. 37 - Coupe de l'Oued Zefrat. Traces de végétalisation dans la formation Douiret.

A - Séquence de remplissage de chenal dans le faciès fluviatile en tresses de la première séquence albienne (grandes mégarides tangentielles en base, obliques angulaires de barres transverses au milieu et structures de petite taille au toit).

B - Grande mégaride tangentielle à structure d'accrétion périodique possiblement tidale dans la partie supérieure des grès de la première séquence albienne.

C - Structures de liquéfaction au toit des grès fluviatiles albiens.

D - Banc de dolomie bréchique immédiatement sous la discontinuité D4, ici non érosive, en position d'interfluve. Brèche de dessiccation ou de dissolution ?

E - Fentes de dessiccation dans la base de la formation Douiret.

F - Brèche de dessiccation dans un banc dolomitique des argiles de Douiret.

Fig. 38 - Coupe de l'Oued Zefrat. 1 : Figures de dessiccation dans la formation Douiret (D, E, F) et 2 : Faciès des grès albiens (A, B, C).

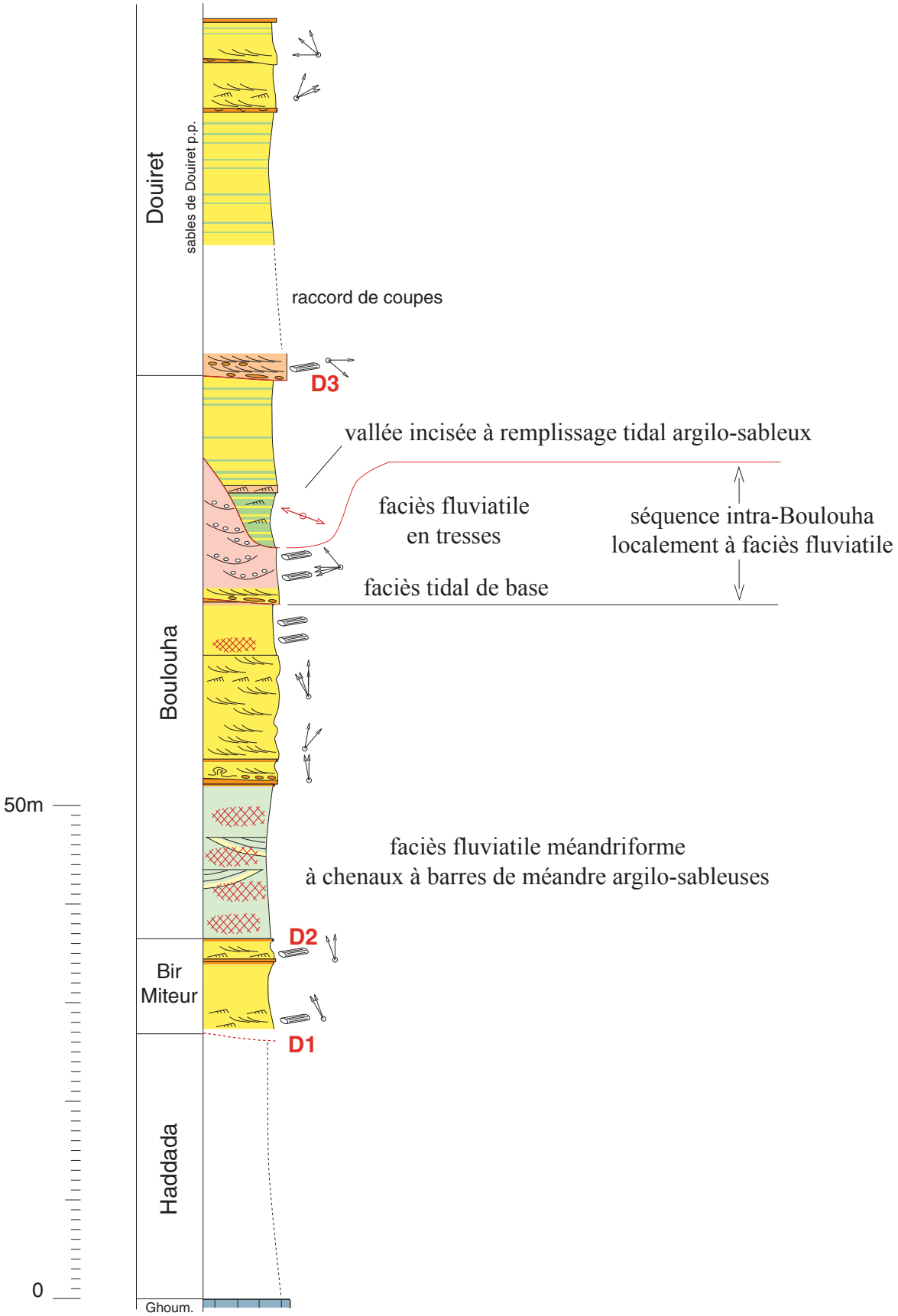


Fig. 39 - Coupe de la base du "Continental Intercalaire" *auct.* au Sud immédiat de Remada (coupe du Jebel Segdel).

5. Conclusions

Les travaux effectués au cours des dernières années dans le Jurassique-Crétacé du bassin de Tataouine remettent en cause un certain nombre d'idées établies. Ils apportent d'autre part de nombreuses précisions inédites quant aux faciès de dépôt et à l'organisation des séquences. Au final, ils permettent de définir le contexte de vie et de dépôt des végétaux et vertébrés de la marge nord-gondwanienne dont les restes fossiles sont abondants dans les argiles et sables côtiers ou fluviatiles.

Une première remise en cause concerne le caractère réputé fluviatile des sables chenalisés du groupe Asfer. Nous montrons qu'il s'agit principalement de faciès sableux à sablo-argileux d'estrans transgressifs et, d'autre part, que les grands chenaux observés ne correspondent pas à une dynamique de dépôt fluviatile mais à des vallées incisées remplies en transgression par des dépôts tidaux estuariens.

La continuité latérale des sables dans les séquences du groupe Asfer est démontrée, ce qui change totalement la géométrie des réservoirs potentiels en subsurface.

Le partitionnement des faciès dans les séquences de dépôt est très variable et présente, des aspects spécifiques aux profils de dépôt particulièrement plats de la marge nord-gondwanienne.

Les séquences calloviennes sont principalement représentées par leur demi-cycle régressif (séquences progradantes), le demi-cycle transgressif étant la plupart du temps réduit ou complètement court-circuité. En outre, les progradations semblent systématiquement s'effectuer en régime de régression forcée.

Les séquences du « Continental Intercalaire » d'âge jurassique supérieur-Crétacé inférieur (jusqu'à l'Albien inclus) sont, quant à elles, presque exclusivement représentées par leur demi-cycle transgressif. Il n'y a presque jamais d'enregistrement régressif sous faciès marin. Les seuls faciès pouvant être considérés comme régressifs sont les appareils fluviatiles présents dans deux séquences. Cette observation tendrait à valider le modèle d'Exxon qui postule l'aggradation fluviatile lorsque la ligne de rivage recule en début de régression eustatique.

Les transects N-S réalisés par corrélations séquentielles fines montrent que le substratum est légèrement instable, le locus de la subsidence maximum se déplaçant constamment au cours du temps.

Enfin, l'importance des déformatiosn albiennes anté-Chenini est démontrée par ces corrélations régionales fines.

Annexe paléobotanique (M. Ouaja et G. Barale)

1. Introduction

La série Jurassique-Crétacé du Sud-Est de la Tunisie possède l'enregistrement paléobotanique le plus complet du Nord Gondwana, ce qui en fait , une référence pour l'étude de la flore nord-gondwanienne au Jurassique-Crétacé.

Ce sont les restes de bois fossiles qui étaient les plus connus dans le Sud de la Tunisie, les végétaux en empreinte sont très peu cités dans la littérature. En effet, les premiers travaux paléobotaniques dans la région ont mentionné essentiellement des stipes de fougères (Boureau et Lapparent, 1951) ; Koeniguer, 1966, 1971, 1973) et des troncs de conifères (Boureau, 1953, Veillet-Bartoszewka, 1955, Giraud, 1973). La position stratigraphique indiquée pour ces restes végétaux et bien souvent imprécise.

détermination originale	référence	origine	position stratigraphique	attribution générique retenue
Alstaettia sp.	Koeniguer, 1973	Krachoua, Gouiret Salem, Techout, Dehibet	Fm. Techout	*Alstaettia*
Alstaettia sp.	Koeniguer, 1973	Beniguedal	Fm. Khechem el Miit	*Alstaettia*
Brachyoxylon brachyphylloides	Boureau,, 1953	Ksour Djelidet	Fm. Techout	*Brachyoxylon*
Brachyoxylon brachyphylloides	Koeniguer, 1973	Haddada	Crétacé inférieur infra-Aptien	*Brachyoxylon*
Dadoxylon furonii	Veillet-Bartoszewska, 1955	Chenini	Continental intercalaire	*Agathoxylon*
Dadoxylon parafuronii	Giraud, 1977	Krachoua	Fm. Techout	*Agathoxylon*
Palmoidopteris lapparenti	Boureau, 1951	Foum el Argoub	Grès de Foum el Argoub	*Palmoidopteris*
Paradoxopteris stromeri	Boureau & Lapparent, 1951 ; Koeniguer, 1966, 1971, 1973	Ksour Djelidet, Krachoua	Fm. Techout	*Paradoxopteris*
Paradoxopteris stromeri	Koeniguer, 1966, 1971, 1973	Foum el Hassane	Crétacé inférieur	*Paradoxopteris*
Protopodocarpoxylon solignacii	Giraud, 1977	Ksour Djelidet	Fm. Techout	*Brachyoxylon*
Weichselia reticulata	Ben Youssef & Peybernès, 1986	Foum el Hassane	Fm. Foum el Argoub	*Weichselia reticulata*

Tab.1. Récapitulatif des végétaux fossiles identifiés dans la littérature pour le Sud-Est de la Tunisie

Ce n'est que beaucoup plus tard, suite aux précisions lithostratigraphiques apportées ces dernières années à cette série et grâce à des nouvelles recherches, dans le cadre du projet de mise en valeur et sauvegarde du patrimoine géologique national, que des découvertes intéressantes ont été faites dans le bassin de Tataouine et celui des Chotts (fig. 1).

Le matériel paléobotanique récolté, lors des nombreuses missions de fouilles organisées par le Service Géologique de Tunisie (O.N.M.), en collaboration avec le Laboratoire de Paléobotanique du Mésozoïque (U.C.B.L.), a permis la constitution d'une collection de référence unique pour l'étude de la flore nord-gondwanienne au cours du Jurassique et du Crétacé. Il s'agit d'une flore riche et diversifiée, constituée d'empreintes et d'axes de bryophytes, de ptéridophytes, de gymnospermes et de restes d'angiospermes probables.

2. Répartition géographique et stratigraphique

Les restes de bois fossiles, qu'il s'agisse de stipes de fougères ou de troncs de conifères, sont très fréquents dans les affleurements mésozoïques du Sud de la Tunisie et ce du Trias jusqu'à l'Albien.

Bien qu'ils soient, dans certains endroits, plus abondants que dans d'autres, ces restes de bois fossiles sont systématiquement présents dans les nombreux niveaux de sables qui s'intarcalent dans la serie. Ils jalonnent généralement des surfaces bien marquées, parfois irrégulières au-dessus desquelles ils sont associés à des matériaux relativement grossiers.

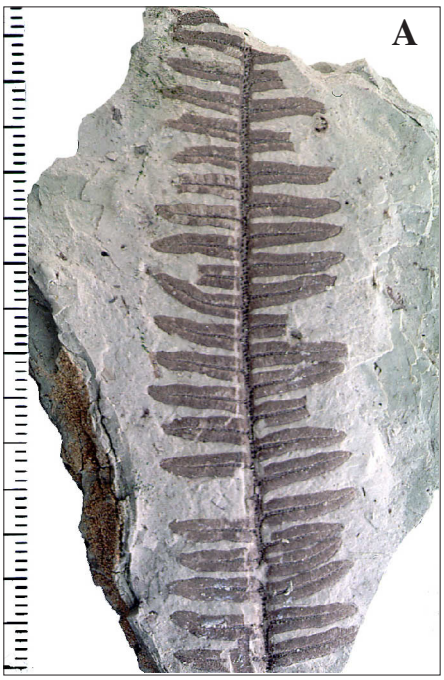
Hormis dans les sables albiens, ces bois fossiles sont essentiellement gypsifiés et/ou oxydés et très rarement minéralisés par de la calcite ou de la silice. Ils sont par conséquent très mal conservés. Par contre, dans les sables albiens (grès de Chénini et sables de Foum el Argoub), ils sont surtout silicifiés et sont beaucoup mieux conservés. C'est probablement la raison pour laquelle ils apparaissent plus abondants que dans le reste de la série mésozoïque. Nous citons les sites particulièrement riches de l'Oued Zefrat pour les bois de l'Oxfordien, de Jebel Itime et Jebel Merbah el Asfer pour les bois du Barrémien, de Oued Zefrat et Touil Dehibat pour les bois de l'Aptien et de Briga Kébira , Jebel Segdel et Jebel Nékrif pour les bois de l'Albien (fig. 2).

Les végétaux en empreinte, dont les conditions de préservation sont plus difficiles car plus fragiles ; se rencontrent dans les sédiments les plus fins comme les argiles, les marnes ou les sables fins à importante fraction argileuse. Ces végétaux en empreinte sont très peu connus dans le Sud de la Tunisie avant le début des prospections de terrain pour des travaux spécifiques à la recherche paléobotanique. C'est à partir de 1995, grâce à la collaboration O.N.M./U.C.B.L. que plusieurs gisements à empreintes (environ une vingtaine) ont été mis en évidence dans le bassin de Tataouine.

Depuis le Nord vers le Sud, nous citons principalement les gisements de Bateun el Hmaïma pour la flore aptienne et la flore albienne, de Bir el Karma pour la flore oxfordienne, de Jebel Merbah el Asfer pour la flore barrémienne et aptienne, de Ksar Ouled Soltane pour la flore bathonienne, de Siah Chahbania pour la flore callovienne et de Jebel Nékrif pour la flore aptienne.Un gisement à empreintes a été déjà signalé (Ben Youssef & Peybernès , 1986) dans l'Aptien supèrieur de Foum el Hassène dans la chaine sud des chotts.

Bien que plus rares que les restes de bois fossiles et dépourvues de matière organique (notamment de cuticules), les empreintes sont souvent parfaitement bien conservées dans les argiles. La finesse de conservation a permis, dans certains cas, de sélectionner des fragments de pinnules et de les montrer directement sur un portoir pour observation au microscope électronique à balayage.

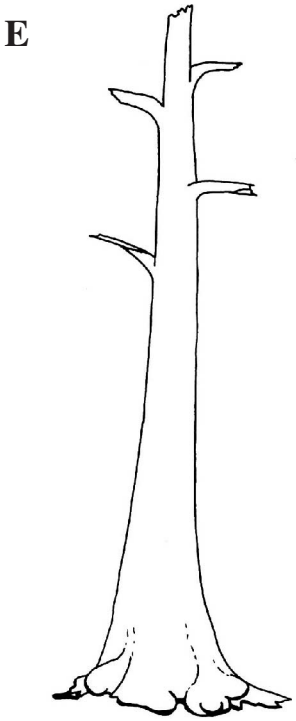
L'inventaire de la biodiversité de l'ensembles de ces gisements, répartis dans une série couvrant l'intervalle de temps Bathonien – Albien (fig. 3), a fait l'objet de plusieurs notes scientifiques (Barale et al., 1997 ; Barale et al., 1998 ; Barale et al., 2000 ; Barale et Ouaja, 2001 ; Barale et Ouaja, sous presse). Pas moins de 30 taxons, dont 7 espèces nouvelles et un nouveau genre ont été décrits. Ils appartiennent à des bryophytes, ptéridophytes, gymnospermes et des probables angiospermes. Il s'agit d'une flore nord-gondwanienne, différente dans sa composition de celle connue jusqu'à présent. Depuis la base de la série à son sommet (fig. 3), on distingue :



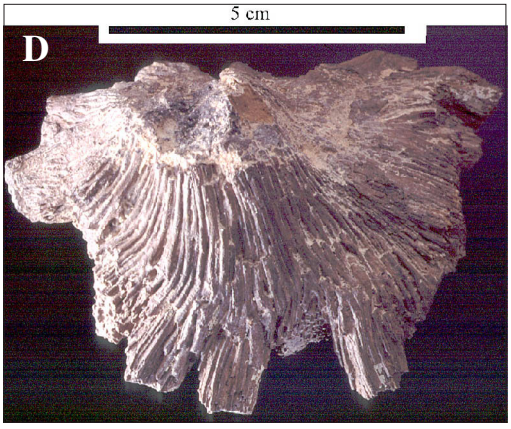
A - *Piazopteris branneri*, vue d'une penne à nervation caractéristique (Bathonien, Ksar Ouled Soltane).

B - *Cupressinocladus soltanensis*, holotype (Bathonien, Ksar Ouled Soltane).

C - *Coniopteris simplex*, avec pinnules stériles et fertiles (Bathonien, Ksar Ouled Soltane).



E - Schéma d'un axe d'*Alstaettia* (Oxfordien, Bir el Karma).



D - Base de stipe d'*Alstaettia* (Callovien, Oued Zefrat).

Fig. 40 - Flore du Jurassique du bassin de Tataouine.

- **Bathonien** (fig. 40 A,B,C)

Vers le sommet de la formation Techout (fig. 3), le gisement de Ksar Ouled Soltane (fig. 2) a fournit une flore à empreintes et à axes minéralisés comprenant des fougères (*Cladophlebis* sp., *Onichiopsis tenuiloba, Coniopteris simplex, Piazopteris branneri, Alstaettia* sp.) et des conifères (*Cuppressinocladus soltanensis* n. sp., *Metapodocarpoxylon libanoticum* et *Agathoxylon* sp.) (Barale et al., 2000).

- **Callovien**

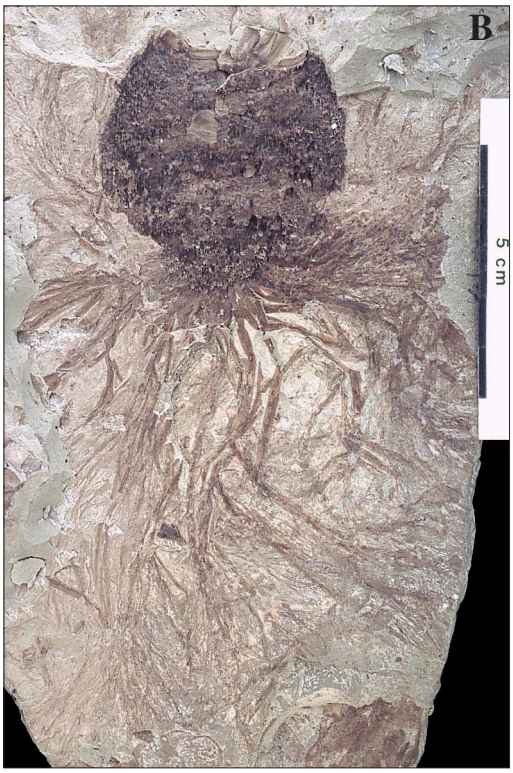
A la base de la formation Foum Tataouine, les alternances de sables, argiles et carbonates des membres Beni Oussid et Khechem el Miit (fig. 3) montrent plusieurs niveaux à fragments de bois secondaires de conifères et axes de ptéridophytes (fig. 40 D). Ces derniers sont rapportés à *Alstaettia* et *Paradoxopteris*. Les restes à empreintes, par contre, sont beaucoup plus rares. Ils sont rencontrés ex-situ à l'état isolé et fragmentaire. A Siah Chahbania (fig. 2), on a pu identifier *Piazopteris branneri* et *Pagiophyllum* sp. Le gisement de Guecir Namous (fig. 2) a fournit de nombreux débris de racines, des axes de ptéridophytes minéralisés, indéterminables et quelques empreintes de *Pagiophyllum*. Enfin à Ksar Mrabtine, on a trouvé quelques empreintes de *Pagiophyllum*, des fragments de stipes de ptéridophytes minéralisés et des restes de plaques dermiques de crocodiles.

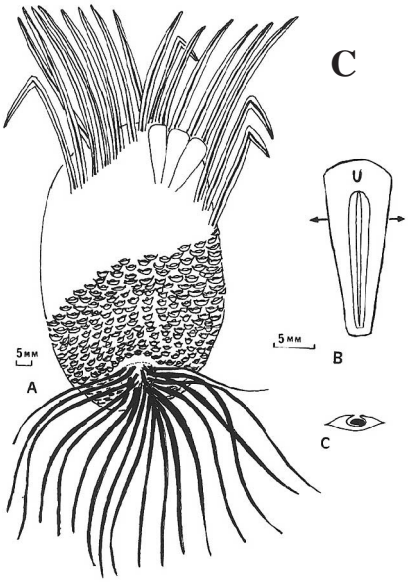
- Oxfordien

A la base de la formation Bir Miteur (fig. 3), les gisements de Bir el Karma, de Merbah el Asfer et de Oued Zefrat (fig. 2) ont livré une flore constituée d'empreintes et d'axes de gymnospermes (*Metapodocarpoxylon, Agathoxylon, Podozamites* sp. et *Pagiophyllum* sp.), de ptéridophytes (*Paradoxopteris, Alstaettia, Piazopteris branneri* et *Todites williamsoni*). Morphologiquement, certaines pinnules de *Piazopteris branneri* ressemblent à celles de *Todites williamsoni* mais sur les éléments stériles, la nervation permet de les distinguer avec précision. La nervation secondaire est anatomosée pour *Piazopteris branneri* alors qu'elle est dichotome pour *Todites williamsoni*. Cette dernière est une espèce typique des environnements deltaïques du Bajocien-Bathonien du Yorkshire. Son extension stratigraphique se situe entre le Réthien et probablement le Kimméridgien (Harris, 1961).

La présence d'une telle floreassociée ,souvent, à des niveaux à paléosols avec, notamment pour les ptéridophytes, des axes mêlés à des frondes, avec une disposition parfois normale, témoignent d'une flore in situ ou très peu déplacée. Cela suppose que les ptéridophytes poussaient sur un platier tidal, fixées dans un sédiment argilo-sableux. Le faible enracinement que montre le moule externe des souches indique des estrans extrêmement calmes et peu dynamiques. Comme le souligne Koeniguer (1973), les canaux à mucilages chez *Paradoxopteris* et surtout chez Alstaettia, et les larges cellules du péricycle des *Paradoxopteris* peuvent être considérés comme des systèmes de rétention d'eau. Koeniguer fait l'hypothèse que *Alstaettia* / *Paradoxopteris* poussaient "sous des conditions xérophytiques". Ceci n'est pas compatible avec les observations sédimentologiques, mais les plantes des milieux halins montrent souvent des adaptations convergentes à celles des xérophytes.

Un échantillon exceptionnel a permis de préciser la morphologie, l'anatomie et l'architecture de la plante *Alstaettia* (fig. 40 E). Il s'agit d'un grand axe (1m50) avec la base de

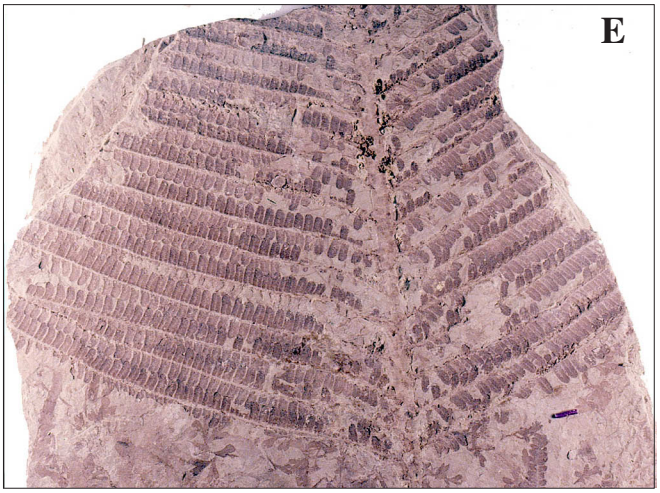




A - *Isoetites daharensis*, holotype (J. Merbah el Asfer).

B - *Isoetites daharensis* : bulbe et système racinaire (J. Merbah el Asfer).

C - (A) Reconstitution générale d'Isoetites daharensis (Barale 1999)
(B) Reconstitution d'une mégasporophylle en vue axiale.
(C) Coupe transversale théorique d'une mégasporophylle.



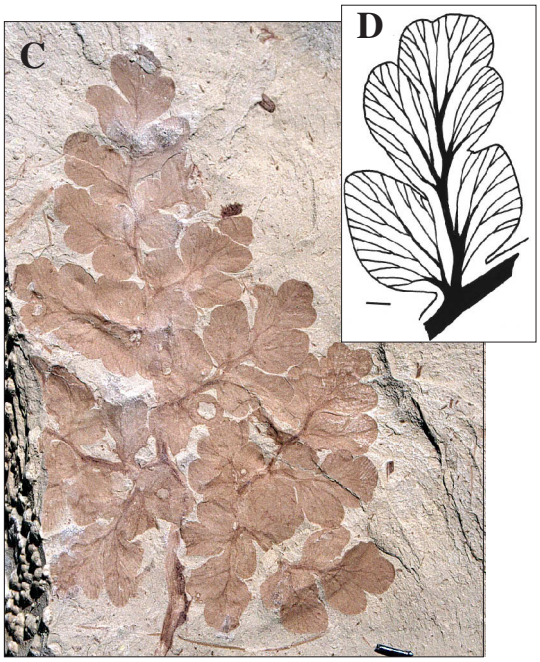
D - Niveau à *Equisetum sp.* en position de vie (J. Nekrif).

E - *Piazopteris robusta*, holotype, vue générale d'une fronde fragmentaire (J. Merbah el Asfer).

Fig. 41 - Flore du Barrémien-Aptien du bassin de Tataouine (part. A).

A - *Aspidistes delicatula*, pennes fertiles (J. Merbah el Asfer).

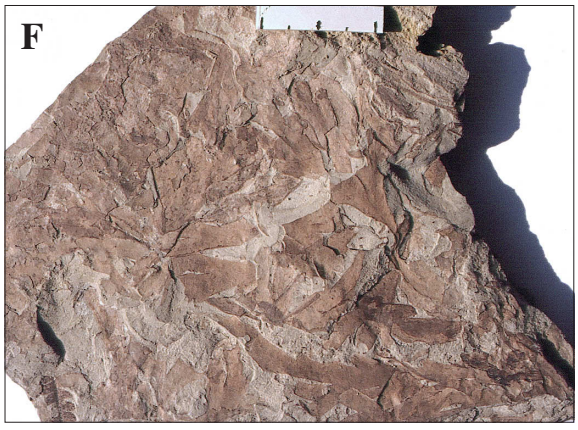
B - *Aspidistes delicatula*, holotype (J. Merbah el Asfer).



C - *Daharia tunisiensis*, holotype, fronde tripennée (J. Merbah el Asfer).

D - *Daharia tunisiensis*, schéma des nervations d'une jeune penne (Barale et Ouaja, sous presse)

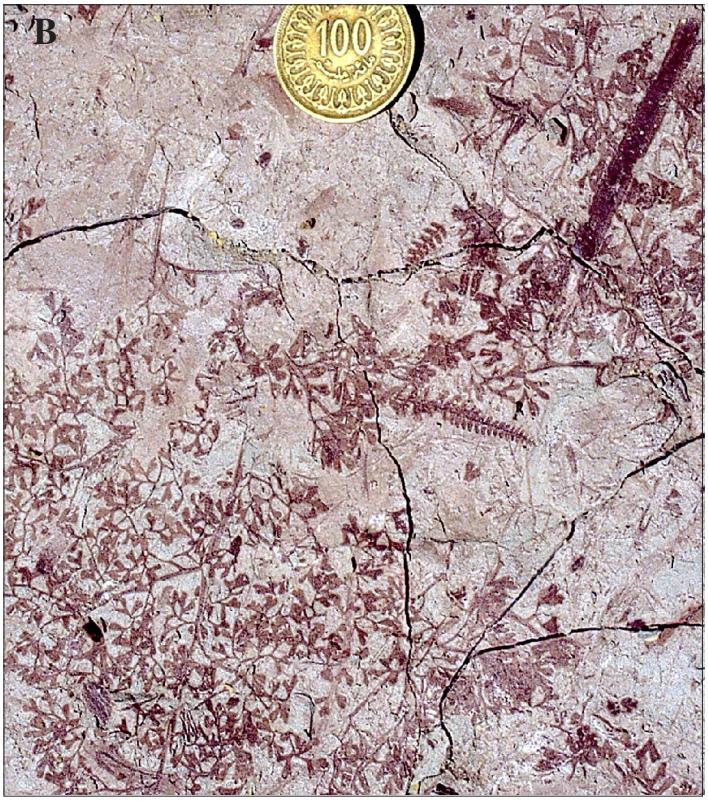
E - *Haydenia thyrsopteroides*, vue générale d'une fronde (J. Merbah el Asfer).



F - *Hepaticites elegans*, vue générale d'une thalle ramifiée (J. Merbah el Asfer).

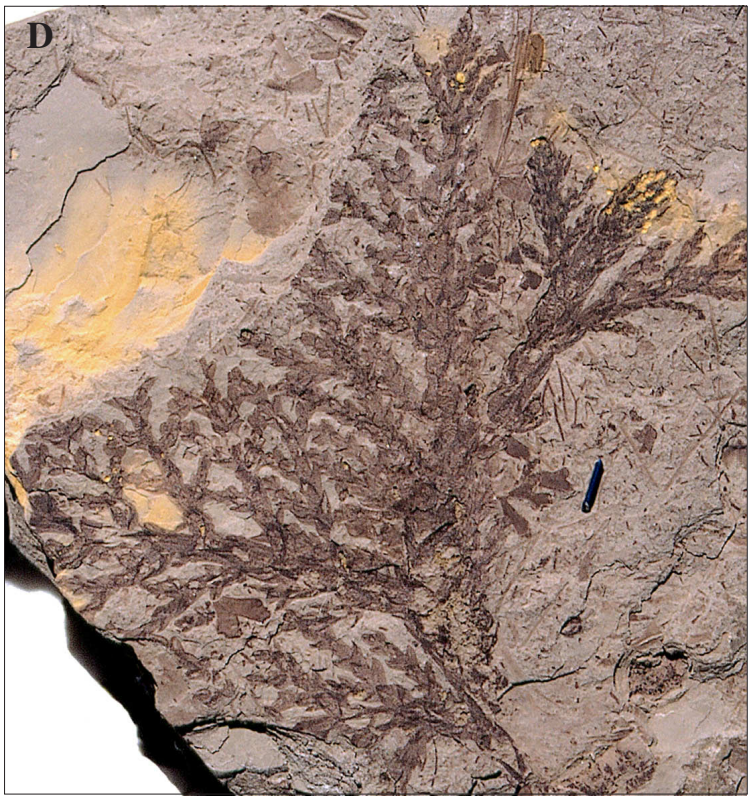
Fig. 42 - Flore du Barrémien - Aptien du bassin de Tataouine (part. B).

A - *Selaginellites sp.*, vue générale montrant des épis sporifères (J. Merbah el Asfer).



B - *Ruffordia goepperi*, vue générale montrant plusieurs frondes fragmentaires superposées (J. Merbah el Asfer).

C - *Brachyphyllum sp.*, axes feuillés à rameaux alternes à sub-opposés (J. Merbah el Asfer).



D - *Cupressinocladus asferensis*, holotype, vue générale d'un rameau feuillé (J. Merbah el Asfer).

Fig. 43 - Flore du Barrémien - Aptien du bassin de Tataouine (part. C).

ramifications et sa souche, dans un niveau très riche en restes fragmentaires d' *Alstaettia* de grande taille, trouvé à Bir el Karma dans la première séquence de la formation Bir Miteur, probablement in situ ou ayant été très peu transporté. Le diamètre à la base de cet échantillon est rarement rencontré parmi les fragments de stipes isolés attribuées à *Alstaettia* et *Paradoxopteris*, et on peut donc penser qu'il s'agit d'un individu de relativement grande taille. Bien que l'apex soit brisé, on peut supposer que la plante atteignait environ deux mètres de haut. Le port est relativement pachycaule, bien adapté au port de frondes de grandes tailles. Le stipe porte latéralement des extensions, qui peuvent être soit des branches soit des pétioles. Cette ramification est alterne, très hiérachisée, avec un angle curieusement assez ouvert apparemment (distorsion taphonomique ?). Il n'a pas été observé de brèche foliaire nette, et étant donné le diamètre de ces axes secondaires (2 à 3 cm, nettement supérieur à ce que l'on peut attendre pour un pétiole, même pour une fronde de grande taille) et leur symétrie (axiale), nous pensons qu'il s'agit de ramifications. Il n'existe pas de fougère arborescente à stipe ramifié dans la nature actuelle. Il pourrait s'agir d'une ramification dichotome anisotone, ou d'un type nouveau. Il n'y pas traces de racines adventives (celles-ci existent chez *Weichselia reticulata*) ni de contreforts. La base est largement évasée, formant une sorte de bulbe. Cette souche est peu ramifiée et ne porte que des racines de diamètre relativement faible (3 à 5 cm).

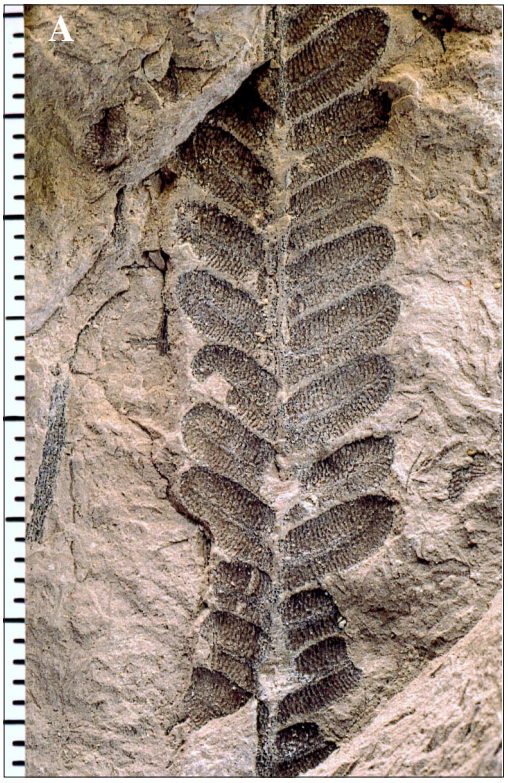
Le gisement de Bir el Karma est l'unique gisement à restes d'empreintes de flore oxfordienne bien datée. Il est également le dernier gisement de flore jurassique identifiée dans le bassin de Tataouine. Il constitue un important jalon dans l'étude de l'évolution de la flore nord-gondwanienne, notamment pour le passage Jurassique-Crétacé.

- **Barrémien – Aptien** (figs. 41, 42, 43)

Plusieurs gisements à empreintes et axes de végétaux ont été observés dans les formations Boulouha et Douiret (fig. 3) tout le long de la falaise du Dahar. Au Jebel Merbah el Asfer, particulièrement, plusieurs gisements ont été signalés (Barale et al., 1997, 1998 ; Barale, 1999 ; Barale et Ouaja, sous presse). 17 taxons appartenant aux bryophytes, ptéridophytes et gymnospermes ont été décrits. Un genre nouveau de Salviniacae a été proposé Daharia gen. nov., ainsi que 6 espèces nouvelles appartenant aux bryophytes (*Hepaticites elegans*), ptéridophytes (*Piazopteris robusta, Aspidistes delicatula, Daharia tunisiensis* et *Isoetites daharensis*) et de coniférophytes (*Cupressinocladus asferensis*).

Un inventaire floristique plus complet des gisements barrémo-aptiens de Jebel Merbah el Asfer est proposé dans le tableau 2.

Nous signalons la qualité de préservation, la grande richesse et la diversité des gisements paléobotaniques du Jebel Merbah el Asfer.

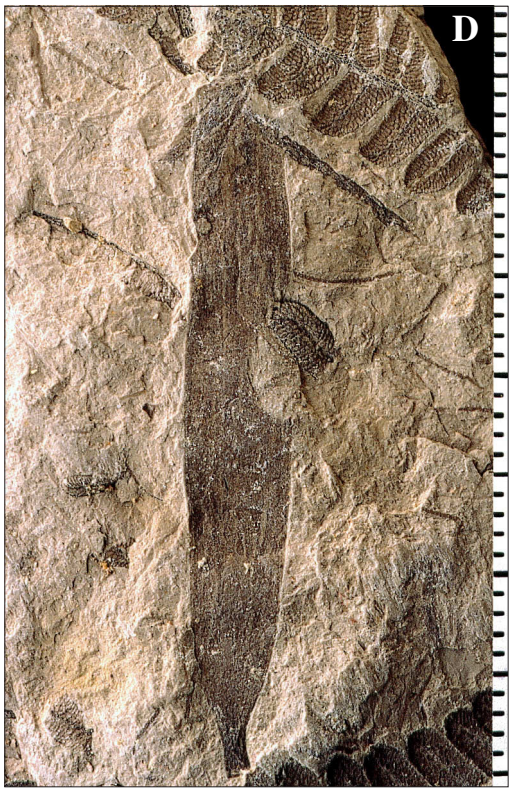


A - *Weichselia reticulata*, fragment de penne (Foum el Hassene, bassin des Chotts).

B - *Weichselia reticulata*, penne avec nervations de pinnules bien visibles (Foum el Hassene, bassin des Chotts).

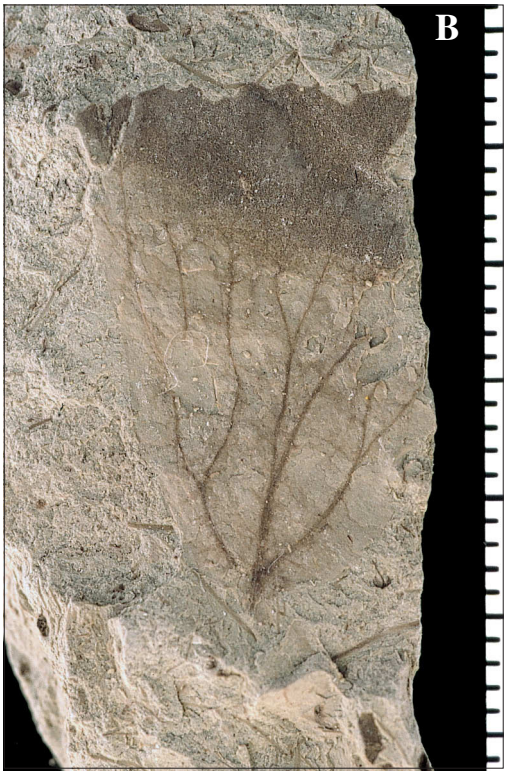
C - *Sphenolepsis kuriana*, niveau à rameaux simples ou ramifiés (Foum el Hassene, bassin des Chotts).

D - *Podozamites sp.*, une feuille isolée incomplète dans sa partie distale, avec nervation parallèle visible (Foum el Hassene, bassin des Chotts).



E - Tronc de bois de cônifère (J. Segdel, bassin de Tataouine).

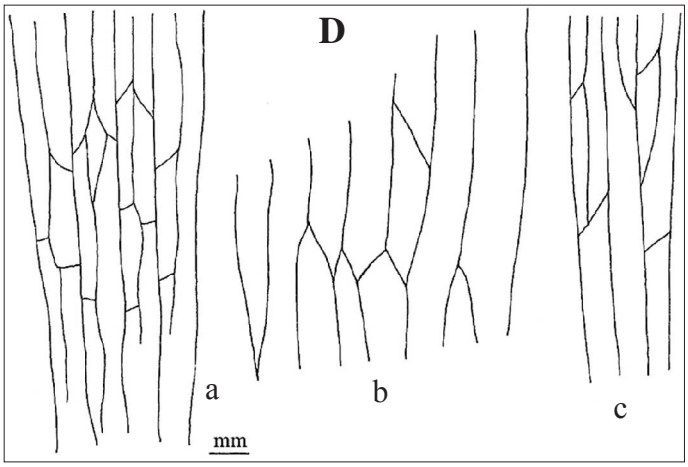
Fig. 44 - Flore albienne du Sud de la Tunisie.



A - Angiosperme type A, une feuille peltée à limbe échancré ; trois nervures sont visibles près de la base (Bir el Karma, bassin de Tataouine).

B - Angiosperme type D, une feuille isolée montrant une nervation dichotome ; noter l'épaississement du limbe dans sa partie distale (Foum el Hassene, bassin des Chotts).

C - Angiosperme type B, une feuille fragmentaire montrant une marge denticulée et une nervation rayonnante (Bir el Karma, bassin de Tataouine).



D - Schéma de la nervation observée sur le limbe de trois feuilles d'angiosperme type B (Barale et Ouaja 2001).

Fig. 45 - Flore albienne à affinités angiospermiennes du Sud de la Tunisie.

Gisements	MEA Ia	MEA Ib	MEA II	MEA III	MEA IV
Hepaticites elegans		+		+	+
Equisetum sp.			+	+	+
Selaginellites sp.				+	+
Piazopteris robusta	+			+	+
Ruffordia goepperti				+	+
Mohriopsis sp.				+	+
Aspidistes delicatula				+	+
Haydenia thyrsopteroides				+	
Coniopteris manamanensis					+
Onychiopsis psilotoides				+	
Fougère *incertae sedis*					+
Daharia tunisiensis	+			+	+
*Isoetites daharensis**				+	+
Foliole incertae sedis				+	
Brachyphyllum sp.	+			+	+
Podozamites sp.		+		+	+
Cupressinocladus asferensis	+	+		+	+
Cônes de *Cupressinocladus*		+			
Araucarites sp.				+	+
Age	Tithonien		Barrémien		Aptien

Tab. 2. Inventaire floristique des gisements de Merbah el Asfer (Barale et Ouaja, sous presse)

Le tableau 3 présente les principaux caractères entre *Piazopteris branneri* et *Piazopteris robusta*. L'analyse des caractères de ce tableau montre les affinités entre les deux formes. Cependant, elles se séparent, justifiant la création d'une nouvelle espèce : les trois points caractéristiques du matériel de Merbah el Asfer et qui motivent cette séparation sont les suivants : (1) des pinnules plus trapues ; (2) une connexion basale entre pinnules souvent inexistante ; (3) une nervation moins dense à mailles plus grosses.

- **Albien** (figs. 44, 45)

Pour la flore albienne, Barale et Ouaja (2001) signalent la découverte d'une nouvelle flore avec restes à affinités angiospermiennes dans deux gisements albiens dans le Sud-Est de la Tunisie (Bir el Karma aux environs de Tataouine et Foum el Hassène dans la chaîne Sud des Chotts). Les empreintes collectées dans ces deux gisements montrent une composition floristique assez proche, avec des fougères (*Weichsela reticulata*), des conifères (*Sphenolepsis kurriana, Podozamites* sp., des cônes fertiles) et des restes de probables angiospermes (*Nymphaeites, rhizostigma, Angiospermophyta incertae sedis*).
La flore la mieux connue présentant les restes les plus anciens d'angiospermes est celle du groupe du Potomac à l'Est des Etats-Unis (Hickey et Doyle, 1977). Des séquences ont été définies, basées sur des études morphologiques de méga restes ainsi que sur des pollens. Les restes du Barrémien montrent des pollens monosulqués, des feuilles entières de petite taille (limbe souvent inférieur à 5 cm) : *Acaciaephyllum, Ficophyllum, Proteaephyllum, Quercophyllum et Rogersia*.

Piazopteris branneri (White) Lorch	*Piazopteris robusta* sp. nov.
Frondes bipennées, pennes opposées	Frondes bipennées, pennes opposées à alternes
Rachis plus ou moins strié longitudinalement	Rachis lisse
Espace entre les pennes de 5 – 12.5 mm, le plus souvent 9 mm	Espace entre les pennes 7 – 10 mm
Angle d'insertion des pennes sur le rachis aigu, 60-70° jusqu'à 90°	Angle d'insertion des pennes sur le rachis aigu 60-70°
Longueur penne jusqu'à 100 mm	Probablement jusqu'à 100 mm
Pinnules Longueur (entre 2 et 10 mm) Largeur (entre 1 mm et 2.5 mm)	Pinnules Longueur (entre 2 et 5 mm). Largeur (entre 1.7 et 2.5 mm).
Morphologie d'ensemble des pinnules droites ou légèrement arquées	Morphologie d'ensemble des pinnules droites ou légèrement arquées
Apex arrondi	Apex arrondi
Pinnules confluentes entre elles à leur base sur 1 mm	Pinnules le plus souvent libres les unes les autres à leur base, rarement confluentes
Nervures secondaires formant des arcs de 0.5 mm de haut d'où partent 3 ou 4 nervures externes dirigées vers les marges	Nervures secondaires formant des arcs de 0.2 - 0.4 mm de haut d'où partent 3 ou 4 nervures externes simples ou dichotomes parfois anastomosées.
Pinnules fertiles présentant des sores circulaire distants de 0.6-0.8 mm, sores de 600 µm de diamètre	Pinnules fertiles présentant des sores distants de 0.4-0.5 mm, sores de 800µmà 1mm de diamètre.
12 sporanges par sore	9 sporanges par sore

Tab. 3. Comparaison entre les caractères morphologiques de *Piazopteris branneri* et *Piazopteris robusta*.

Le matériel observé en Tunisie rapporté aux angiospermes n'a pas d'affinités avec celui trouvé dans la première séquence du groupe du Potomac. Par contre, dans la deuxième séquence (Zone IIB), d'âge albien, des formes rapportées aux genres *Celastrophyllum* et *Menispermites* pourraient être rapprochées respectivement des types A de Bir el Karma et D de Foum el Hassen. En fait les affinités avec la flore du Potomac se situent au niveau sédimentologique puisque les niveaux à végétaux contenant des restes de probables angiospermes sont associés à des dépôts fluviatiles dans un environnement faiblement perturbé.

La formation de Foum el Argoub semble correspondre à la mise en place d'un appareil deltaïque, au cours de l'Aptien supérieur avec une succession logique de progradation deltaïque, c'est-à-dire des alternances d'argiles et carbonates à orbitolines de front deltaïque à la base et d'argiles et sables à restes végétaux de la plaine deltaïque au sommet.
Hickey et Doyle (1977) établissent dans la formation du Potomac des corrélations entre le type de sédiment rencontré et le matériel végétal observé, mettant en évidence un gradient de concentration depuis les sédiments grossiers de bords de rives (Zone I) jusqu'aux sédiments plus fins d'arrière delta en liaison avec le facteur temps. Les végétaux à affinités angiospermiennes de Bir el Karma et

Foum el Hassen sont rencontrés dans des sédiments assez fins et sont quantitativement dominants dans certains niveaux par rapport aux autres composants de la flore. La dimension des feuilles rencontrées serait assez favorable à des plantes herbacées de petite taille plutôt que de grands arbres. Il est possible d'envisager des végétaux ripicoles vivant dans une petite biocénose sur les rives d'un cours d'eau mais pas de ripisylve constituant des forêts marécageuses à angiospermes. Ces remarques sont en accord avec l'hypothèse de Stebbins (1965) sur le port des premières plantes à fleurs.

3. Evolution des paléoflores du Sud de la Tunisie

Grâce à la qualité de préservation exceptionnelle de ces végétaux en empreinte, il a été possible de distinguer entre certains genres de frondes fossiles de fougères qui ont été l'objet de plusieurs confusions dans la littérature et d'apporter des précisions à leur répartition stratigraphique.

Notons que *Piazopteris branneri*, déjà décrite dans les terrains jurassiques de Libye, a pu être distinguée de *Todites williamsoni* grâce à ses nervations secondaires anastomosées bien préservées. Une nouvelle espèce de *Piazopteris* (*P. robusta*) a également pu être décrite. Elle a été distinguée, malgré la ressemblance morphologique, de *Piazopteris branneri* et de *Weichelia reticulata.*

Ainsi, nous signalons l'apparition de *Piazopteris branneri* au moins depuis le Bathonien et sa disparition à l'Oxfordien. Cette fougère est absente dans les séries crétacées sus-jacentes. Elle serait, comme *Todites williamsoni*, caractéristique des terrains Jurassiques. *Piazopteris robusta*, par contre, n'a fait son apparition que dans les terrains du Crétacé inférieur anté-albiens. En effet, au passage Aptien-Albien, *Piazopteris robusta* disparaît pour laisser sa place à *Weichselia reticulata* qui commence son apparition en même temps que les premières flores à affinités angiospermiennes.

Notons également qu'en Tunisie, *Palmoidopteris* n'a été trouvé qu'une seule fois, dans la chaine sud des Chotts, au niveau des grès de Foum El Argoub d'âge Gargasien (Ben Youssef et Peybernès, 1986) ; Barale et Ouaja (2001) corrèlent ces grès à ceux de Chénini qu'ils datent de l'Aptien supérieur - Albien inférieur. C'est dans ces mêmes niveaux qu'apparaissent les *Weichselia* en Tunisie méridionale, alors que les niveaux antérieurs ne livrent que *Piazopteris*. Il est donc tentant de relier *Weichselia* avec *Palmoidopteris* d'une part, *Astaettia* avec *Paradoxopteris* et *Piazopteris* d'autre part. *Paradoxopteris* a souvent été relié à *Weichselia* (Edwards, 1933 ; Koeniguer, 1973), mais les cas de connexion restent rares et ne concernent que des axes de faible diamètre à partir desquels il n'est pas possible d'affirmer une relation exclusive. Par ailleurs de nombreuses confusions semblent avoir été faites entre les deux genres de structures (*Alstaettia* et *Paradoxopteris*) comme entre les deux genres de frondes (*Weichselia* et *Piazopteris*). Vu les confusions qui ont été engendrées par les études faites sur du matériel mal conservé, les mentions de la littérature, pour *Weichselia* comme pour *Paradoxopteris,* doivent être considérées avec prudence, surtout si elles sont rapportées au Jurassique moyen. *Paradoxopteris* et *Alstaettia* sont régulièrement trouvés ensembles en Tunisie méridionale, associés dans les mêmes niveaux.

4. Intérêt paléoécologique

Du point de vue taphonomique, quatre types de niveaux à végétaux peuvent ètre distingués dans une séquence symetrique (transgressive-regressive) idéale (fig. 46). Le premier type de niveau se situe à la base du premier terme sableux. De grands troncs de conifères y sont fréquents dans des grès à mégarides mêlés à des conglomérats de base de chenaux.

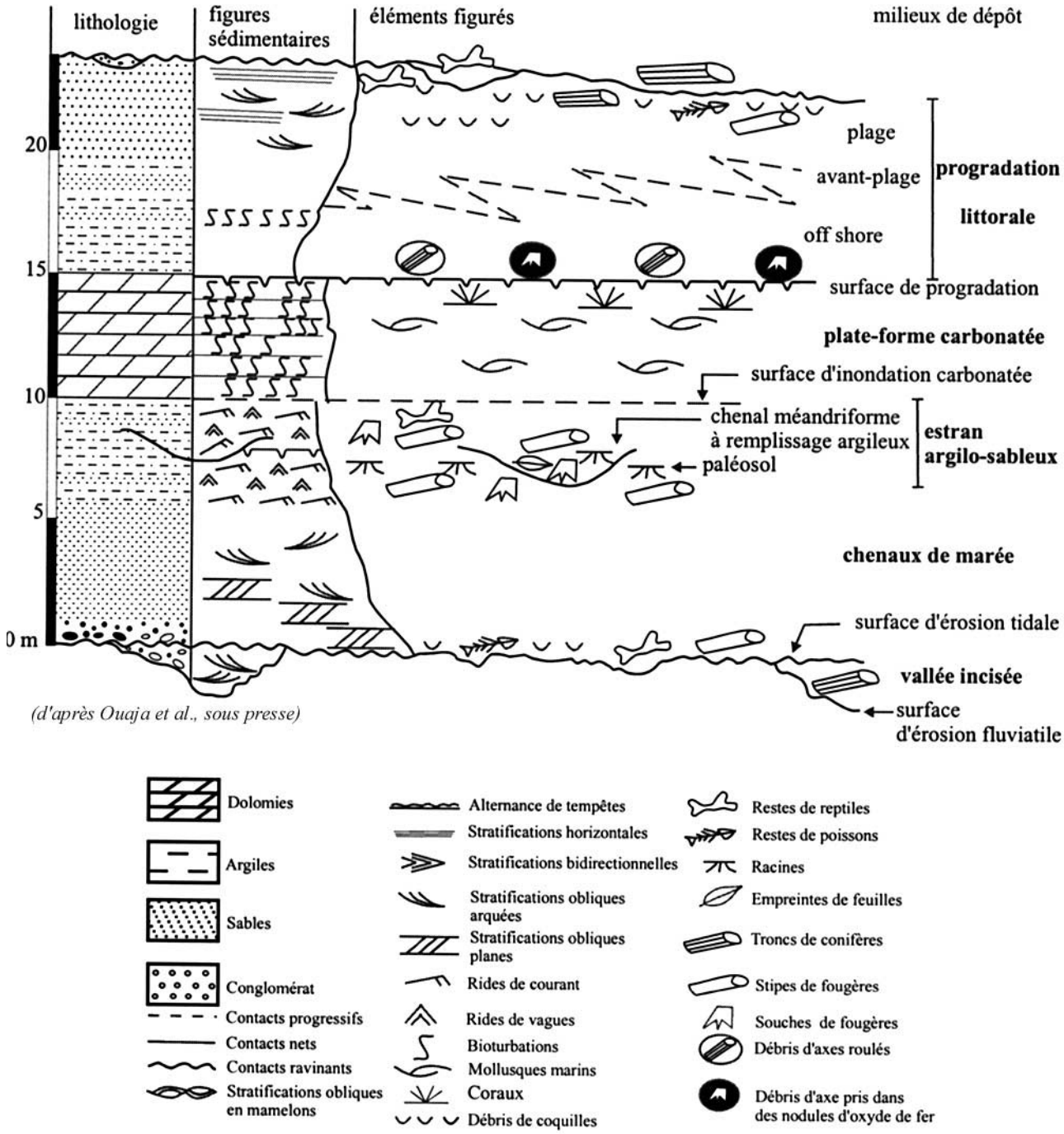


Fig. 46 - Taphonomie des niveaux à restes de végétaux du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur du Sud de la Tunisie.
Les différents types de gisements sont placés sur une séquence transgressive-régressive idéale symétrique. Les séquences calloviennes sont plutôt progradantes (régressives), les séquences crétacées sont plutôt dominées par le terme transgressif.

Le deuxième type correspond à un mélange d'axes formés presque exclusivement de stipes de fougères, d'empreintes de conifères et de ptéridophytes et de débris de racines. Il se situe dans des argiles sableuses à "flasers" et "lenticular bedding". Ce niveau se rencontre dans les argiles du terme inférieur, sous les carbonates du terme moyen. Il indique des niveaux à végétaux subautochtones, échoués sur un platier tidal à faible énergie.

Le troisième type de niveau se rencontre à la base des argiles, couvrant pratiquement la surface de la barre carbonatée sous-jacente. On observe souvent de nombreux débris de restes de végétaux roulés ou pris dans des nodules d'oxydes de fer (fig. 46). La couleur noirâtre, due à la minéralisation de ces débris de végétaux, donne une teinte sombre particulièrement remarquable à ces surfaces de progradation. La minéralisation des débris végétaux a dû se produire en milieu réducteur avec tout d'abord formation de pyrite qu'on retrouve dans les puits creusés ou décrite en sondage. En surface, la pyrite est rapidement oxydée.

Le quatrième type de niveaux à végétaux se situe plutôt dans des faciès de plage ; on le rencontre dans les niveaux de sables du terme supérieur, vers le sommet de la barre de progradation. Il s'agit de fragments de bois pris dans des grès à stratifications planes, largement affectés par l'action de la houle. Ils sont souvent mélangés à des débris de coquilles et de vertébrés.

Vers le sommet de cette même unité peuvent apparaître dans les sables, des restes mal conservés de végétaux fossiles mêlés, parfois, à des débris de coquilles (fig. 46).

La découverte d'une paléoflore oxfordienne dans le sud-tunisien est d'un grand intérêt. Des paléoflores bathoniennes, barrémo-aptiennes et albiennes étaient déjà connues. Cette flore oxfordienne constitue un jalon supplémentaire et permettra de suivre l'évolution des flores continentales à la limite Jurassique-Crétacé. Le contexte sud-tunisien est exceptionnellement favorable pour l'étude des paléoflores gondwaniennes de l'intervalle Bathonien – Albien. En effet, par sa position littorale qui perdure sur tout l'intervalle, et sa série sédimentaire relativement complète et bien calée stratigraphiquement, la région possède un enregistrement paléobotanique riche et bien daté, sans équivalent à l'échelle de tout le Gondwana.

Annexe vertébrés (D. Srarfi)

Les vertébrés mésozoïques du Sud-Est de la Tunisie ne sont pas très connus ; seuls quelques restes de dinosaures ont été décrits (de Lapparent, 1952 ; Bouaziz et *al.*, 1988). Quant aux autres groupes de vertébrés (crocodiles, poissons osseux, requins, tortues, crocodiles, reptiles marins, reptiles volants), ils n'ont pas encore été étudiés.

Cependant, les gisements sont nombreux et datent du Trias, du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. La série la mieux étudiée est celle de l'Albien inférieur qui s'est révélée la plus riche en vertébrés et qui s'est déposée dans un milieu intertidal soumis à l'action des vagues.

Le Dahar est une excellente région pour l'étude des vertébrés mésozoïques. Les plus connus sont le gisement triasique du Jebel Rehach (de Lapparent, 1952 ; Halstead, 1970) et le gisement de l'albien inférieur de Oued el Khil appelé dans la littérature RH45 (Bouaziz et *al.*, 1988). D'autres gisements importants, récemment découverts, sont ceux de l'Aptien des environs de Ghomrassène et de l'Albien moyen-supérieur des environs de Remada, à restes de poissons osseux et de squales.

1. Historique de la découverte des vertébrés mésozoïques du Sud-Est de la Tunisie

1.1. Gisement triasique du Jebel Rehach :

En 1952, Lapparent signale la découverte d'une faune de vertébrés dans le Trias de la Jeffara, au Jebel Rehach. Cette faune est constituée de restes de poissons (écailles de crossoptérygiens et autres restes) et de reptiles (*Placodus* sp. et *Nothosaurus* sp.). Ces fossiles sont confiés à Gorce qui, en 1960, publie un mémoire consacré à leur description. Elle relève l'existence de reptiles marins appartenant aux deux groupes exclusivement triasiques des nothosauriens et des placodontes. Les placodontes cuirassés appartiennent à la famille des Cyamodontidés et vraisemblablement au genre *Psephosaurus*. Les poissons sont représentés par une écaille de coelacanthidé.

En 1970, Halstead reprend l'étude du gisement triasique à vertébrés du jebel Rehach et retrouve la faune citée par Gorce (1960) mais en plus, elle découvre un nouvel archosaure cuirassé (new heavily armoured archosaur).

1.2. Gisements du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Dahar

La première mention d'ossements de vertébrés dans le Mésozoïque du Sud de la Tunisie a été faite par Pervinquière en 1912. Cet auteur avait identifié à Hachem Gour Rached, dans un faciès analogue à celui des « grès à dragées » du Sud de l'Algérie « de nombreuses dents et écailles de poissons, ainsi que des débris de carapaces de tortues ». Encore plus au Sud, près de Kanbout, il observe dans des « calcaires gréseux roux ou rouge foncé, d'assez nombreuses dents et écailles de poissons ». Priem, qui a déterminé le matériel, a reconnu des « vertèbres de squale, dent de *Pycnodus* ou de *Lepidotus*, écailles de *Lepidotus*, *Notidanus* ». Observant que le genre *Lepidotus* ne dépasse guère l'Albien, Pervinquière attribue ces couches à poissons à l'Albien. Haug (*in* Thomas, 1909) avait déja émis la même hypothèse pour les couches à poissons du Djoua dans le Tinrert de la Libye.

En 1951, de Lapparent publie la découverte de « Dinosauriens, associés à une faune de Reptiles et de Poissons dans le Crétacé inférieur de l'Extrême Sud tunisien ». Dans son mémoire paru en 1960, il donne le détail de ses recherches et de ses découvertes.
En Tunisie, il découvre quatre gisements répartis le long de la falaise du Dahar ; du Nord vers le Sud : Guermassa, Chénini, Remada et Dhehibat.

Le gisement de **Guermassa** se situe au Jebel el Haddada où un conglomérat a livré avec des bois silicifiés et des dents de crocodiles, des restes assez nombreux de dinosauriens : *Carcharodontosaurus saharicus*, un grand théropode, *Elaphrosaurus iguidensis* n. sp., un théropode plus petit et plus gracile et *Rebbachisaurus tamesnensis* n.sp., un grand sauropode.

Le gisement de **Chenini** « précède » le village de Douiret. Un niveau conglomératique y a livré des ossements et des restes de poissons et de reptiles. Une dent de théropode *Elaphrosaurus iguidensis* n. sp. et les restes d'une grande tortue ont été trouvés entre Douiret et Chénini. Mais le gisement le plus riche est un bone-bed situé à Er-Roua, sur la piste de Tataouine à Chénini.

Le gisement de **Remada** se trouve à Gara Kanboute, à 7 km au Sud-Ouest du poste militaire. Il se situe « tout en haut de la série continentale, à quelques mètres seulement du Cénomanien marin ». C'est en fait un sable très riche en vertébrés où ont été trouvés une dent d'*Iguanodon mantelli*, un ornithopode et les restes d'*Elaphrosaurus iguidensis* n. sp. (il s'agit probablement de la formation Oum Diab).
Au Jebel Segdel, situé à 10 km au sud de Remada, ont été trouvés des restes de poissons et de crocodiles, mais pas de dinosauriens.
Dans le promontoire de Krechem el Hanana, à mi-chemin entre Remada et Dehibat, il a seulement trouvé quelques dents de crocodiles.

Sur les pentes de Touil **Dehibat** et de Garet er Rehi, il récolte à plusieurs niveaux des restes de poissons abondants, des dents de crocodiles et quelques os de dinosauriens indéterminables.

Lapparent s'aperçoit que la même faune de vertébrés se rencontre à différents niveaux de la coupe stratigraphique, tantôt au sommet (Kanboute et Dehibat), tantôt au milieu (Chénini), tantôt vers le bas (Dehibat) de la série continentale. Il pense que cela est précieux pour fixer l'âge crétacé inférieur de cette faune, mais en même temps, cela montre qu'il serait illusoire de vouloir distinguer des coupures stratigraphiques dans cette série à l'aide des vertébrés. En conclusion, il retient que la faune de dinosauriens de l'extrême Sud de la Tunisie appartient essentiellement au Crétacé inférieur et monte jusqu'à l'Albien et peut-être jusque dans le Cénomanien inférieur. Ceci est bien confirmé à divers niveaux de la falaise du Dahar, encadrée par du Jurassique supérieur marin en dessous et du Cénomanien supérieur marin par-dessus.

Lapparent confie l'étude des poissons à Tabaste qui publie le résultat de ses travaux en 1963. Son mémoire comprend une étude descriptive détaillée des différentes espèces de *Ceratodus*, puis une révision des restes des autres groupes. Les gisements du Sud de la Tunisie sont les suivants :
- Zemlet el Beida : *Ceratodus africanus*
- Baten el Hamma : *Lepidotes* sp.
- Krerachefa : *Ceratodus africanus*
- Bir Miteur : *Lepidotes* sp.
- Guermassa : *Hybodus* sp., Odontapidés, *Lepidotes* sp.
- Piste de Chénini (Er Rouda) : *Priohybodus arambourgi*, *Hybodus* sp., *Platyspondylus foureaui*, *Lepidotes* sp.

- Remada (Kanboute) : *Ceratodus africanus*, *Priohybodus arambourgi*, *Lepidotes* sp.
- Remada (Segdel) : *Ceratodus africanus*, *Platyspondylus foureaui*
- Touil Dehibat (frontière tripolitaine) : *Lepidotes* sp.
- Touil Dehibat (N°1) : *Priohybodus arambourgi*, *Lepidotes* sp.
- Touil Dehibat (Gara er Rehi) : *Lepidotes* sp.
- Touil Dehibat (N°2) : *Lepidotes* sp.

Pour conclure, Tabaste pense que dans de nombreux gisements continentaux du Crétacé inférieur, on constate que les restes d'*Onchopristis* marins voisinent avec ceux des *Lepidotes* d'eau douce et des *Ceratodus* lagunaires. Or les Pristidés actuels remontent les grands fleuves ; on ne peut donc expliquer leur présence dans des couches continentales que par l'existence de fleuves sahariens au Crétacé inférieur.

L'intérêt des découvertes et des travaux de Lapparent et de Tabaste est immense concernant la paléontologie, la paléogéographie et la stratigraphie. De ce point de vue, nous retiendrons surtout l'homogénéité de cette faune, du bas vers le haut de la série.

En 1978, Tlig effectue cinq coupes réparties entre le secteur d'El Itime et celui de Bir Miteur en passant par Merbah el Asfer. Les restes de vertébrés qu'il a récolté proviennent d'El Itime, du Jebel Haddada, de Baten el Hmaïma et de Bir Miteur. Les déterminations, effectuées par Taquet, sont malheureusement citées en vrac, sans préciser la localité où a été découvert chaque fossile ; elles se résument ainsi :
- coprolithes
- un fragment de dent de dinosaure carnivore indéterminé
- une dent de crocodile indéterminé
- une phalange de dinosaure théropode probablement coelurosaurien
- une vertèbre caudale de crocodile mésosuchien
- une dent de *Carcharodontosaurus saharicus*
- un fragment d'épine neurale de dinosaure

Taquet (*in* Tlig, 1978) précise que l'ensemble de la faune indique le Crétacé inférieur. La présence d'une dent de *Carcharodontosaurus saharicus*, en se référant à ce que l'on connaît par ailleurs en Egypte et au Niger, indiquerait plus précisément l'Albien. En effet, les dents de ce théropode n'ont jamais été trouvées jusqu'à présent dans des niveaux anté-albiens ; elles sont notamment absentes dans le gisement aptien à dinosaures de Gadoufaoua au Niger (Taquet, 1976).

En 1985, à l'occasion du « Programme de Cartographie Géologique et Inventaire des Substances Utiles dans le Sud Tunisien », initié par le Service Géologique de Tunisie, un nouveau gisement de vertébrés fut découvert à environ 4 km au Nord-Ouest de Bir Miteur. Ce gisement appelé RH45 a livré une faune assez riche de poissons et de reptiles que décrivent Bouaziz et *al.*, dans une note parue en 1988. Les poissons sont représentés par *Protolamna* sp., *Cretodus* ?, *Lepidotes*, cf. *Anoemodus*, des pycnodontiformes indéterminés, cf. *Caturus* et *Neoceratodus africanus*. Les reptiles sont représentés par dents de crocodiles indéterminés, des dents de dinosaures théropodes (*Carcharodontosaurus saharicus* et *Spinosaurus* sp. dont c'est la première mention en Tunisie) et des dents de sauropodes indéterminés. D'après Bouaziz et *al.* (1988), les dinosaures théropodes trouvés dans la formation Chénini à RH 45, semblent indiquer qu'elle n'est pas plus ancienne que l'Albien et que puisque le membre Radhouane, qui la surmonte directement, a pu être daté de l'Albien moyen-supérieur grâce aux ammonites (Ben Youssef et al., 1985), elle peut donc être attribuée à l'Albien inférieur.

Benton et *al.* (2000) reprennent l'étude paléontologique, sédimentologique et taphonomique des grès de Chénini et citent la découverte d'une dent de ptérosaure à Bir Miteur. Ils retrouvent également des dents de requins : *Cretodus* ? et *Protolamna* et des dents de théropodes : *Spinosaurus* et *Carcharodontosaurus saharicus*.

Récemment, des fouilles plus poussées de l'ensemble de la série du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, dans la région de Ghomrassène, de Tataouine et de Remada, nous ont permis de découvrir plusieurs autres niveaux à restes de vertébrés.

2. Les gisements aptiens (formation Douiret) de la falaise du Dahar :

L'Aptien, représenté par la formation Douiret, est constitué par des intercalations de sables fins, d'argiles sableuses et de dolomies, coiffées par une épaisse couche d'argiles vertes. La base de chaque niveau sableux contient systématiquement des restes de vertébrés ; les deux premiers niveaux, plus particulièrement, sont de véritables bone-beds à poissons et reptiles.

Poissons :

Les poissons cartilagineux trouvés au gisement du Jebel Segdel, sont essentiellement représentés par *Priohybodus*, un requin hybodonte et une raie primitive proche de l'actuel *Rhinobatos* (Cuny et *al.*, 2002). Les requins hybodontes ont vécu au Jurassique et au Crétacé ; on pense qu'ils vivaient en eau douce.

Les poissons osseux sont représentés par *Lepidotes* qui fréquentait les eaux douces et les eaux marines au Jurassique et au Crétacé et qui pouvait atteindre une grande taille comme le prouve l'existence de très grosses écailles émaillées. Il possédait des dents caractéristiques, en forme de bouton, qui lui servaient vraisemblablement à broyer les coquillages.

Reptiles :

Les reptiles sont représentés par des tortues, des crocodiles et des dinosaures.

Les plaques de tortues pleurodires sont très abondantes à Bateun el Ghzel et Bateun el Hmaïma. A Bateun el Ghzel les fragments de carapaces de tortues sont carrément empilés les unes sur les autres et forment de véritables bone-beds. A en juger par l'épaisseur de ces fragments, certaines tortues devaient être de grande taille ; leur abondance indique que ces tortues devaient pulluler dans les cours d'eaux douces et que lors de sécheresses catastrophiques elles y mouraient en masse, leurs restes étant ensuite disloqués, transportés et re-déposés lors de la transgression suivante. Malheureusement, on n'a pas rencontré jusqu'ici de carapaces complètes qui permettraient une reconstitution fidèle ni de crâne permettant une identification précise. Il est néanmoins possible de dire, à partir des éléments de carapace, que la grande majorité des tortues trouvées dans l'Aptien appartiennent au groupe des pleurodires qui plient leur cou dans un plan horizontal et qui vivent, pour la plupart, dans les eaux douces. Les crocodiles devaient aussi être nombreux dans les cours d'eau car leurs restes : vertèbres, dents et plaques ostéodermiques sont abondants à Bateun el Ghzel et à Bateun el Hmaïma, cependant, leur identification précise reste difficile. Certaines dents pointues, propres à capturer des proies glissantes comme les poissons, appartenaient probablement à des crocodiliens à museau allongé, ressemblant un peu au gavial actuel de l'Inde et les dimensions de certaines dents indiquent que ces animaux pouvaient atteindre huit mètres de longueur. L'existence de très grands individus est confirmée par la présence de très gros ostéodermes. Les

ostéodermes sont des plaques osseuses que l'on trouve dans l'épaisseur de la peau, sous les écailles ornées qui couvrent la surface du crocodile.

Les restes de dinosauriens sont représentés par des dents de *Carcharodontosaurus saharicus* au Jebel Segdel et au Jebel Boulouha, une vertèbre caudale de sauropode à Nekrif et à Bateun el Ghzel et par une dent usée d'*Iguanodon* à Bateun el Ghzel. Notons que c'est la première découverte de restes de *Carcharodontosaurus saharicus* dans l'Aptien. Auparavant on pensait qu'il se cantonnait uniquement à l'Albien (Taquet, 1976 ; Taquet *in* Tlig, 1978).

L'âge aptien (Bédoulien) fût attribué, pour la première fois, aux argiles vertes de Douiret, par Bouaziz et *al.* (1989). A défaut de fossiles caractéristiques, ces auteurs ont daté ces argiles par encadrement ; Ils se sont basés sur la position de ces argiles, qui se trouvent sous les grès grossiers albiens et sur une corrélation avec le Jebel Tebaga de Médenine où sous l'équivalent de ces grès grossiers, a été identifiée la barre bédoulienne (Peybernès et *al.*, 1984).

L'attribution au Barrémien - Bédoulien p.p. de la formation Boulouha, sous-jacente implique que la formation Douiret, sus-jacente- soit d'âge Bédoulien p.p. - Gargasien ; le Clansayésien n'ayant jamais été formellement identifié, même plus au Nord, en Tunisie centrale.

Requins	Ordre Hybodontiformes	Famille Hybodontidae	***Priohybodus arambourgi***
	Ordre Rajiformes	Famille Rhinobatidae	***Rhinobatos ?***
Poissons osseux	Ordre Semionotiformes	Famille Semionotidae	***Lepidotes***
Tortues	Ordre Chelonii : **Chelonii indet.**		
Crocodiles	Ordre Crocodylia	Infra ordre Pleurodira **Pleurodira indet.**	
Dinosaures	Ordre Ornithischia	Sous ordre Ornithopoda Famille Iguanodontidae : **Iguanodontidae indet.**	
	Ordre Saurischia	Sous ordre Sauropoda : **Sauropoda indet.**	
		Sous ordre Theropoda	Megalosauridae : ***Carcharodontosaurus saharicus***

Tableau 1 : Liste des vertébrés fossiles de l'Aptien (formation Douiret)

3. Les gisements de l'Albien (formation Aïn Guettar) de la falaise du Dahar :

Les grès grossiers de la région de Tataouine sont classiquement attribués à l'Albien, par analogie avec les grès albiens du Sahara et par leur position sous les carbonates du Cénomanien (Joly, 1909). Ces grès grossiers furent décrits à la coupe de Aïn Guettar (falaise de Bateun el Ghzel)

par Busson (1967) et Ben Ismaïl (1991) qui les élèvent au rang de formation. Plus tard, à l'occasion des levers cartographiques de la région, Bouaziz et *al.* (1989) et Zarbout et Ghanmi (1993) distinguent dans la formation Aïn Guettar deux unités gréseuses différentes :

- une unité de grès grossiers appelée membre Chénini
- une unité de sables fins micacés appelée membre Oum Diab

Suite à la découverte, dans le couloir de failles de Briga, de la barre vraconienne, au-dessus des sables fins du membre Oum Diab, Zarbout et Ghanmi (1993) supposent que ces derniers soient contemporains aux couches à *Knemiceras*, mises en évidence au Nord du Tebaga de Médenine et dans la région des Chotts et auraient donc un âge albien moyen – supérieur. Cependant, nous retiendrons un âge albien inférieur pour les grès grossiers du membre Chénini, sans exclure l'Aptien supérieur p.p. En effet, dans la majeure partie de la Tunisie, l'intervalle de temps Aptien supérieur - Albien inférieur, correspond à une période d'érosions et de dépôts continentaux indiquant une émersion généralisée. Khessibi et Kharbachi (1990) font correspondre les grès de Chénini aux grès dits de « Foum el Argoub » qui se trouvent sous les couches à *Knemiceras,* dans la chaîne des Chotts et à la formation continentale du Kebar, en Tunisie centrale. Barale et Ouaja (2001), en se basant sur la découverte, dans le membre Chénini et dans la formation Foum el Argoub, d'une flore à ptéridophytes, gymnospermes et angiospermes, de composition assez proche, confirment cette équivalence.

3.1. Les gisements de l'Albien inférieur (membre Chenini) de la falaise du Dahar :

L'Albien inférieur (membre Chénini) débute par une dalle lenticulaire de grès noir à base conglomératique. Au-dessus, apparaît une épaisse couche de sables grossiers à dragées de quartz et à stratifications obliques. La base de cette couche, riche en troncs de bois silicifiés, a livré une faune assez abondante de vertébrés albiens, poissons et reptiles. Outre les gisements cités dans la bibliographie, nous en avons découvert plusieurs. Malheureusement, les ossements sont souvent usés car roulés et charriés par les fleuves très loin de l'endroit où vivaient ces animaux. Parmi les gisements les plus intéressants, citons ceux de Ksar Kherachfa, de Oued el Khil et de Bateun el Hmaïma.

Poissons :

Les poissons sont représentés par des requins hybodontes et par des néosélaciens. Les hybodontes sont représentés par le seul genre *Tribodus*. Les néosélaciens sont représentés par des dents de cretoxyrhinidés (raie) et de sclerorhynchidés(poisson scie). Les cretoxyrhinidés semblent être représentés par plusieurs genres, mais pour l'instant seul *Cretodus* a été formellement identifié. Le sclerorhynchidé est représenté par des dents orales d'*Onchopristis*, mais aucune dent rostrale n'a pour l'instant été identifiée (Cuny et *al.*, 2002).Nous avons également trouvé des dents de *Lepidotes*, des dents de dipneustes comme *Neoceratodus africanus* et des plaques dermiques du coelacanthe *Mawsonia*. *Neoceratodus africanus* est un poisson très proche des tétrapodes ; il possède des poumons en plus des branchies, ce qui lui permet de respirer l'air directement à la surface des eaux où il vivait.

Reptiles :

A Oued el Khil, nous avons trouvé deux vertèbres de *Plesiosaura* indéterminé, dont c'est ici la première mention. Les plésiosaures sont des reptiles aquatiques qui se caractérisent par une tête plutôt petite, portée au bout d'un cou allongé parfois très long, un corps court et large, une queue courte et des membres transformés en nageoire. Les plésiosaures sont exclusivement marins mais ils auraient pu, occasionnellement, remonter des cours d'eaux douces comme le font actuellement certains requins.

A Oued el Khil, nous avons également trouvé plusieurs ostéodermes et dents de crocodiles indéterminés et une dent de *Pterosaura* indéterminé qui a été figurée par Benton et *al.* (2000).

Les ptérosaures sont des reptiles volants adaptés au vol par le développement d'ailes, formées par une membrane tendue sur le quatrième doigt de la main qui était très allongé. Afin de réduire leur poids au maximum, ces animaux possédaient des os semblables à des tubes creux à parois très minces, c'est pourquoi les chances de conservation de ces os très fragiles sont faibles dans les sédiments conglomératiques de l'Albien inférieur.

A Ksar Kherachfa, nous avons trouvé deux phalanges et une griffe de théropode indéterminé et au Jebel Nékrif, un fémur entier de 1,20 mètres de long, appartenant aussi à un théropode.

A Bateun el Hmaïma, à Oued el Khil et à Ksar Kherachfa, on trouve de nombreuses dents bien conservées de *Carcharodontosaurus saharicus* et de *Spinosaurus*. A Oued el Khil, nous avons même récolté des vertèbres caudales et un fragment de mâchoire de *Spinosaurus* sp.

Carcharodontosaurus saharicus est un dinosaure théropode de très grande taille, aussi grand peut-être que le célèbre *Tyrannosaurus* du Crétacé supérieur d'Amérique du Nord. *Carcharodontosaurus* n'était cependant pas un tyrannosaure mais un mégalosaure proche d'*Allosaurus*, un dinosaure du Jurassique. Parmi ses proches parents au Crétacé inférieur figure *Giganotosaurus*, un autre théropode gigantesque trouvé en Argentine. Cette ressemblance s'explique aisément du fait que la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud ne se fit que vers la fin du Crétacé inférieur. Jusqu'au milieu du Crétacé, les faunes africaines et sud américaines demeurèrent donc très proches.

Les dents de *Carcharodontosaurus* sont grandes, comprimées, légèrement recourbées, en forme de poignard. Leur tranchant est orné de fines crénelures qui servaient à découper la chair des proies. Elles se distinguent de celles d'autres grands théropodes, qui ont à peu près la même forme, par la présence de rides bien marquées sur la surface de l'émail, plus ou moins perpendiculaires aux bords tranchants de la dent. *Carcharodontosaurus* représentait sans doute le plus grand prédateur. Il se nourrissait probablement d'autres dinosaures théropodes et sauropodes.

Spinosaurus s'apparente à *Baryonyx* du Crétacé inférieur d'Angleterre et à *Suchomimus* de l'Aptien du Niger. Son crâne est très particulier avec des mâchoires très longues et étroites rappelant celles des crocodiles. A cause de la forme du crâne et des dents, on pense que les spinosauridés se nourrissaient essentiellement de poissons, ce qui a été confirmé par la découvertes de restes de *Lepidotes* à l'emplacement de l'estomac de *Baryonyx*. On peut donc penser que les *Spinosaurus* tunisiens vivaient près des cours d'eau où ils pouvaient pêcher en abondance des poissons comme *Lepidotes*.

Les dents de *Spinosaurus* ont une forme conique et allongée ; elles sont parfois cannelées et peuvent être confondues avec des dents de crocodiles. Il possède un crâne allongé et doit son nom à l'énorme allongement des apophyses dorsales des vertèbres, qui devaient former une haute crête le long du dos de l'animal. On pense qu'un voile de peau, bien irrigué par des vaisseaux sanguins, était tendu entre ces longues tiges osseuses, servant à réguler la température interne de l'animal, selon que ce voile était exposé ou non au soleil.

A Bateun el Hmaïma, nous avons récolté des dents de sauropodes indéterminés. A Oued el Khil nous avons également identifié des dents, des vertèbres et un fémur de *Sauropoda* indéterminé et des dents, assez rares, d'iguanondontidés. L'attribution générique des dents d'iguanodontidés est impossible car les dents d'*Iguanodon* et d'*Ouranosaurus* sont identiques.

Requins	Ordre Hybodontiformes	Famille Hybodontidae	***Tribodus***
	Ordre Lamniformes	Famille Cretoxyrhinidae	***Cretodus*** ***Protolamna***
	Ordre Batoidae	Famille Sclerorhynchidae	***Onchopristis***
Poissons osseux	Ordre Semionotiformes	Famille Semionotidae	***Lepidotes***
	Ordre Amiiformes	Famille Caturidae	**cf. *Caturus***
	Ordre Crossopterygii	Famille Coelacantidae	***Mawsonia***
	Ordre Lophiiformes	Famille Neoceratidae	***Neoceratodus africanus***
Reptiles marins	Ordre Plesiosauria : **Plesiosauria indet.**		
Crocodiles	Ordre Crocodylia : **Crocodylia indet.**		
Reptiles volants	Ordre Pterosauria : **Pterosauria indet.**		
Dinosaures	Ordre Ornithischia	Sous ordre Ornithopoda Famille Iguanodontidae : **Iguanodontidae indet.**	
	Ordre Saurischia	Sous ordre Sauropoda : **Sauropoda indet.**	
		Sous ordre Theropoda	Megalosauridae : ***Carcharodontosaurus saharicus*** Spinosauroidea : ***Spinosaurus***
Restes indirects	Coprolites de vertébrés indéterminés Gastrolites de vertébrés indéterminés		

Tableau 2 : Liste des vertébrés fossiles de l'Albien inférieur (membre inférieur de la formation Aïn Guettar ou membre Chénini)

3.2. Les gisements de l'Albien moyen-supérieur (membre Oum Diab) de la falaise du Dahar

L'Albien moyen-supérieur (membre Oum Diab) est représenté par une série de sables fins micacés, comprise entre les niveaux argileux rougeâtres du sommet du membre Chénini et les carbonates du Crétacé supérieur, qui forment la falaise du Dahar.

A leur base, ces sables sont marqués par un niveau de grès grossier, parfois conglomératique, ravinant, riche en débris de vertébrés.

Poissons :

Sur le plan ichtyologique, l'Albien moyen-supérieur se caractérise par l'absence de néosélaciens et la présence d'une faune d'hybodontes. On y trouve des dents, des épines céphaliques et des épines dorsales attribuables à *Hybodus* et à *Lissodus*, cependant, le matériel trouvé jusqu'à présent ne permet pas un identification au niveau spécifique (Cuny et al., 2002). On retrouve également des vertèbres et fragments de mâchoires de poissons osseux, des écailles et des dents de *Lepidotes* (dents palatines, marginales et pharyngiennes), des dents de type "*Caturus*", des dents de pycnodontes et des dents de dipneustes.

Reptiles :

Aux gisements d'Oum Diab et de Touil Mra, nous avons récolté, dans les sables micacés de l'Albien moyen-supérieur, plusieurs dents de crocodiles cf. *Bernissartia* et cf. *Theriosuchus* (det. Fara). Les ostéodermes de crocodiliens sont également nombreux mais malheureusement indéterminables.

Les restes de dinosauriens sont très rares. A Oum Diab, nous avons récolté quelques fragments d'os de grande taille, une dent de *Spinosaurus* et de nombreuses dents usées d'iguanodontidés. Notons cependant que les dents d'iguanodontidés sont relativement plus abondantes que les dents des autres dinosaures dans les sables du membre Oum Diab.

Requins	Ordre Hybodontiformes	Famille Hybodontidae	***Hybodus*** ***Lissodus***
Poissons osseux	Ordre Semionotiformes	Famille Semionotidae	***Lepidotes***
	Ordre Pycnodontiformes	Famille Pycnodontidae : **Pycnodontidae indet.**	
	Ordre Amiiformes	Famille Caturidae	**cf. *Caturus***
	Ordre Crossopterygii	Famille Coelacanthidae	***Mawsonia***
	Ordre Lophiiformes	Famille Neoceratidae	***Neoceratodus***
Crocodiles	Ordre Crocodylia :	Famille Atoposauridae	**cf. *Theriosuchus***
		Famille Bernissartiidae	**cf. *Bernissartia***
Dinosaures	Ordre Ornithischia	Sous ordre Ornithopoda Famille Iguanodontidae : **Iguanodontidae indet.**	
	Ordre Saurischia	Sous ordre Theropoda	Spinosauroidea : ***Spinosaurus***

Tableau 3 : Liste des vertébrés fossiles de l'Albien moyen-supérieur (membre supérieur de la formation Aïn Guettar ou membre Oum Diab)

Bibliographie

BARALE G. (1979) - Découverte de *Weichselia reticulata* (Stokes et Webb) Fontaine emend. Alvin, Filicinée leptosporangiée, dans le Crétacé inférieur de la province de Lerida (Espagne): implications stratigraphiques et paléoécologiques. *Geobios*, 12, p. 313-319.

BARALE G. (1999) – Sur la présence d'une nouvelle espèce d'Isoetites dans la flore du Crétacé inférieur de la région de Tataouine (Sud tunisien) : implications paléoclimatiques et phylogénétiques. *Can. J. Bot.,* 77, p. 189-196.

BARALE G., OUAJA M. et PHILIPPE M. (2000). – Une flore bathonienne dans la formation Techout du Sud-Est tunisien. – *N. Jb. Geol. Pal.,* Monatshefte 11, p. 681-697.

BARALE G. et OUAJA M. (2001). – Découverte de nouvelles flores avec des restes à affinités angiospermiennes dans le Crétacé inférieur du Sud tunisien. – Cretaceous Reasearch, 22, p. 131-143.

BARALE G., PHILIPPE M., TAYECH-MANNAI B. et ZARBOUT M. (1997). – Découverte d'une flore à Ptéridophytes et Gymnospermes dans le Crétacé inférieur de la région de Tataouine (Sud tunisien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 325, p. 221-224.

BARALE G., ZARBOUT M. et PHILIPPE M. (1998). – Niveaux à végétaux fossiles en environnement fluviatile à marin proximal dans le Dahar (Bathonien à Albien - Sud tunisien). – *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 169, p. 811-819.

BEN ISMAIL M.H. (1991). – Les bassins mésozoïques (Trias à Aptien) du sud de la Tunisie : stratigraphie intégrée, caractéristiques géophysiques et évolution géodynamique. *Thèse sciences*, Université de Tunis II, 446 p.

BENTON M. J., BOUAZIZ S., BUFFETAUT E., MARTILL D., OUAJA M., SOUSSI M. et TRUEMAN C. (2000). – Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. – *Palaeogeo., Palaeoclimato., Palaeoeco.,* 157, p. 227-246.

BEN YOUSSEF M., BIELY A., KAMMOUN Y. et ZOUARI H. (1985). – L'Albien moyen-supérieur à *Knemiceras* forme la base de la grande transgression crétacée au Tebaga de Médenine (Tunisie méridionale). – *C.R. Acad. Sci. Paris,* II, 300, p. 965-968.

BEN YOUSSEF M. et PEYBERNES B. (1986). – Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud tunisien. *Journ. Afr. Earth Sciences,* 5, p. 217-231.

BOUAZIZ S., BUFFETAUT E., GHANMI M., JAEGER J.J., MARTIN M., MAZIN J.M. et TONG H. (1988). – Nouvelles découvertes de vertébrés fossiles dans l'Albien du Sud tunisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (8),IV, p. 335-339.

BOUAZIZ S., DONZE P., GHANMI M. et ZARBOUT M. (1989). – La série à dominante continentale (Oxfordien à Cénomanien) de la falaise du Dahar (Sud tunisien) ; son évolution du Tebaga de Médenine à la frontière tripolitaine. - *Géologie Méditerranéenne,* 15, p. 67-76.

BOUREAU, E. et LAPPARENT, A.F. (1951). - Sur la découverte de structures de *Weichselia reticulata* (*Paradoxopteris stromeri* Hirmer) dans le Jurassique du Sud de la Tunisie. - Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France, 7, p. 108-109.

BOUREAU, E. (1953). - Contribution à l'étude paléoxylologique de l'Afrique du Nord (IV) : sur un échantillon de *Brachyoxylon* (*Telephragmoxylon*) du Jurassique moyen de Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6, p. 169-174.

BOUREAU, E., 1957. Sur le *Protopodocarpoxylon teixeirae* Boureau. Affinités. Répartition géographique. Signification stratigraphique. *Communicacoes de Serviços geologicos de Portugal*, 38, 2, p. 23-430.

BUSSON G. (1967). – Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : l'Extrême Sud tunisien. – C.N.R.S. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones arides », Géol., 8, 194 p.

CUNY G., OUAJA M., BUFFETAUT E., BENTON M.-J. et SRARFI D. (2002). – Les Hybodontes du Crétacé inférieur tunisien. – *Huitièmes Journées de Géologie tunisienne,* Résumés, p.36-38.

DUPERON-LAUDOUENEIX, M., 1991. Importance of fossil woods (Conifers and Angiosperms) discovered in continental Mesozoic sediments of Northern Equatorial Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 12, 391-396.

DUPERON-LAUDOUENEIX, M., PONS, D., 1985. Nouvelle étude de *Mesembrioxylon libanoticum* Edwards (Conifère du Mésozoïque supérieur); intérêts paléogéographique, biostratigraphique et paléoclimatique. *Giornale Botanico Italiano*, 119, p. 151-166.

DUPERON-LAUDOUENEIX, M., DUPERON, J., 1995. Inventory of Mesozoic and Cenozoic woods from Equatorial and North Equatorial Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*., 84 : p. 439-480.

ENAY R., EL ASMI K., SOUSSI M., MANGOLD C. et HANTZPERGUE P. (2002) – Un Pachyerymnoceras arabique dans le Callovien supérieur du Dahar (Sud Tunisien), nouvel élément de datation du membre Ghomrassène (formation Tataouine) ; corrélations avec l'Arabie sahoudite et le Moyen-Orient. *C.R. Geoscience*, v. 334, p. 1157-1167.

FLICHE, P., 1888. Sur les bois silicifiés de la Tunisie et de l'Algérie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 107, 14, p. 569-572.

GIRAUD B. (1973). - Sur une nouvelle espèce de *Protopodocarpoxylon* du Mésozoïque du Sud tunisien. *Ann. Mines Géol. Tunisie*, 26, p. 407-417.

GIRAUD, B., 1977. A propos d'un bois fossile homoxylé du Sud-Tunisien. *C. R. 97ème Congr. Nat. Soc. Savantes*, Nantes, 1972, Sciences, 4, p. 31-43.

HARRIS T.M. (1961). - The Yorkshire Jurassic flora. I. Thallophyta – Pteridophyta. British Museum of Natural History, IX + 212 p.

JOLY A. (1909). – Note sur le faciès des grès subordonnés au Conchylien dans le Sud tunisien. *C. R. Congr. Assoc. Fr. Avanc. Sc., Lille*, p. 423 – 426.

KAMOUN, F., 1989. Le Jurassique du Sud tunisien, témoin de la marge africaine de la Téthys : stratigraphie, sédimentologie et micropaléontologie. *Revue des Sciences de la Terre, Institut National des Recherches Scientifiques et Techniques*, 11, 268 p.

KOENIGER, J.-C., 1973. Sur quelques structures des genres *Paradoxopteris* et *Alstaettia* du Mésozoïque de Tunisie. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie*, 26, p. 419-429.

KHESSIBI M. et KHARBACHI S. (1990). – Etude comparative des grès « albo-aptiens » de Foum el Argoub, de Bir Oum Ali et de Chénini. Résumé, *2ème Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis*, p. 30.

KOENIGUER J.-C. (1973). - Sur quelques structures des genres *Paradoxopteris* et *Alstaettia* du Mésozoïque de Tunisie. *Ann. Mines Géol. Tunisie*, 26, p. 419-429.

LAPPARENT (de) A.F. (1951). – Découverte de Dinosauriens, associés à une faune de Reptiles et de Poissons, dans le Crétacé inférieur de l'Extrême Sud tunisien). – *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 232, p. 1430.

LAPPARENT (de) A.F. (1954). – Stratigraphie du Trias de la Jeffara (Extrême Sud tunisien et Tripolitaine). *C.R. XIV Congr. Int. Geol., Alger*, 21 : 129-134.

PERVINQUIERE L. (1912). – Sur la géologie de l'extrême Sud tunisien et de la Tripolitaine. – *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (4), XII, p. 160.

PEYBERNES B., BEN YOUSSEF M., BIELY A. et ZARGOUNI F. (1984). – Biozonation paléontologique du Crétacé inférieur marin du Sud tunisien (région des chotts et plate-forme saharienne). – *10ème Réun. Ann. Sc. Terre*, Bordeaux, Résumés, p. 443.

TABASTE N. (1963). – Etude des restes de poissons du Crétacé saharien. – Mem. Inst. Fr. Afrique noire : Mélanges ichthyologiques dédiés à la mémoire d'A. Valanciennes, pp. 1794-1865, Paris 68, p. 437-485.

TAQUET P. (1976). – Géologie et paléontologie du gisement de Gadoufaoua (aptien du Niger). – Cahiers Paléontol. C.N.R.S., pp. 1-191.

THOMAS P. (1909). – Essai d'une description géologique de la Tunisie. 2ème partie : Stratigraphie des terrains primaires et mésozoïques. In : Exploration scientifique de la Tunisie. – Imp. Nation., Paris, p. 223-728.

TLIG S. (1978). – Les conditions de dépôt du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Sud tunisien, Etude sédimentologique et géochimique. – *Thèse 3ème cycle, Université de Paris Sud* (Centre d'Orsay), 144 p.

VEILLET-BARTOSZEWSKA M. (1955). Présence du *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) *furonii* nov. sp. dans le Continental Intercalaire du Sud Tunisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 5, p. 605-612.

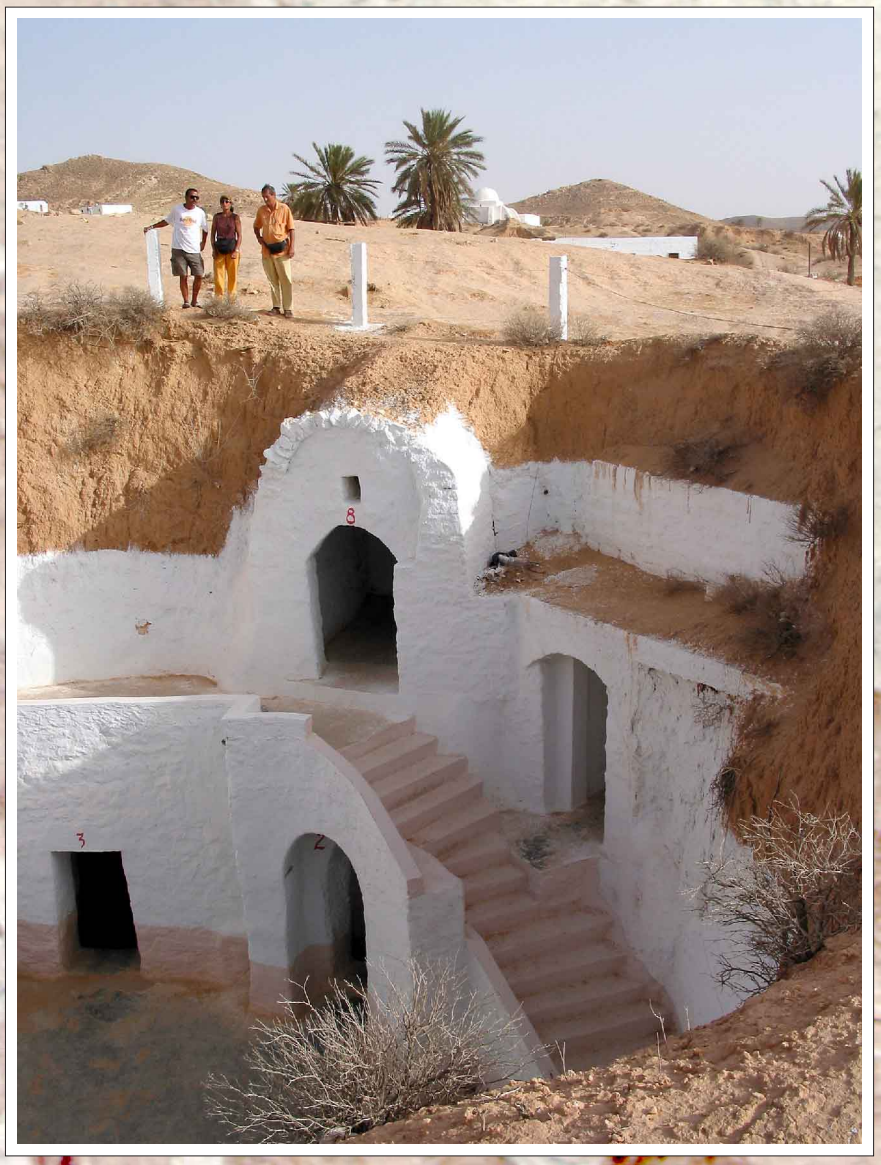
ZARBOUT M. et GHANMI M. (1993). – Carte géologique de Bir Touila 1/100 000. – Service Géologique de Tunisie.

ZARBOUT, M., SOUQUET, P., PEYBERNES, B., 1994. Séquences de dépôt dans les environnements de transition fluviatile-marin du Crétacé inférieur du Dahar (Sud tunisien). *Strata*, Toulouse, 6, p. 141-142.

Liste des participants

Mr AOUN Jomaa, ETAP Tunis
Mr BARALE Georges, Université de Lyon
Mr BEN YOUSSEF Mohamed, INRST Tunis
Mr CHERIF Najeh, DGM, Tunis
Mr CUNY Gilles, Mus. Hist. Nat. Copenhague
Mr BOUAZIZ Samir, ENIS Sfax
Mr DAADOUCH Imed, ETAP Tunis
Mr DROUILLER Yvon, ANDRA Paris
Melle El EUCH Narjess, FST Tunis
Mr FAKRAOUI Moktar, ONM Tunis
Mr FERRY Serge, Université de Lyon
Mme FRIGUI Mouna, INRST Tunis
Mme GROSHENY Danièle, Université de Strasbourg
Mr HASSINE Mohsen, ONM Tunis
Melle JEDDI Salwa, ETAP Tunis
Mr MANSOURA Moez, ONM Tunis
Mr OUAJA Mohamed, ONM Tunis
Mr SGHAIER Adel, ONM Tunis
Melle SKATNI Najla, FST Tunis
Mr SMAOUI Jalel, ETAP Tunis
Melle SRARFI Dorra, ONM Tunis
Melle TANFOUSS Dorra, FST Tunis
Mr ZARGOUNI Fouad, FST Tunis

ANDRA, Agence Nationale pour les Déchets RadioActifs
DGM, Direction Générale des Mines
ETAP, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières
FST, Faculté des Sciences de Tunis
INRST, Institut National de Recherche Scientifique et Technique
ONM, Office National des Mines



Daharia tunisiensis